



AVALIAÇÃO DE ALTERAÇÕES NO DESVIO PADRÃO DO ERRO DE
BACKGROUND EM UM SISTEMA DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS OCEÂNICOS
4D-VARIACIONAL

Lívia Sant'Angelo Mariano

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientador(es): Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Rio de Janeiro

Abril de 2019

AVALIAÇÃO DE ALTERAÇÕES NO DESVIO PADRÃO DO ERRO DE
BACKGROUND EM UM SISTEMA DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS OCEÂNICOS
4D-VARIACIONAL

Lívia Sant' Angelo Mariano

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE)
DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Luiz Landau, DSc.

Prof. Luiz Paulo de Freitas Assad, DSc.

Prof. Alexandre Macedo Fernandes, PhD.

Dr^a. Raquel Toste Ferreira dos Santos, DSc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

ABRIL DE 2019

Mariano, Livia Sant'Angelo

Avaliação de alterações no desvio padrão do erro de *background* em um sistema de assimilação de dados oceânicos 4D-variacional / Livia Sant'Angelo Mariano. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2019.

XV, 105 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2019.

Referências Bibliográficas: p. 97-105.

1. Assimilação de dados. 2. ROMS 4Dvar. 3. Desvio padrão do erro de *background*. I. Landau, Luiz *et al.*. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

À minha mãe, Leila.

Agradecimentos

O primeiro e mais importante agradecimento é, sem dúvida, à minha mãe, pelo apoio incondicional não só durante a execução deste trabalho, mas em tudo. À toda a família e ao meu pai e irmão, por entenderem a importância de algumas de minhas ausências. E ao Joaquim, que trouxe um colorido especial ao longo deste processo.

À Prooceano pela oportunidade de me dedicar ao mestrado e pelo voto de confiança. E a todos da Prooceano por me motivarem a melhorar sempre como profissional e como pessoa. Trabalhar com vocês é inspirador! Obrigada ainda pelos laços de amizade que se estendem muito além do trabalho e por todos os conselhos.

Ao Gabriel, por me inserir no universo da assimilação de dados, por dividir os passos e descobertas com tanta generosidade, por toda a ajuda ao longo do trabalho, ideias e pela constante motivação. E ao Felipe pelos diversos comentários, sugestões e pelo apoio de sempre.

À Daiane, pela boa vontade em compartilhar conhecimento e, principalmente, pela ideia deste trabalho.

Ao Maurício, por ter despertado meu interesse na modelagem numérica lá atrás e por ter me incentivado desde então.

Ao Luiz Paulo, pela orientação, por estar sempre acessível e, principalmente, pela compreensão e paciência.

Ao Landau, por todo o suporte ao longo do curso.

Aos membros da banca, Raquel e Alexandre, pelas importantes contribuições.

Ao laboratório LAMCE pela estrutura computacional que possibilitou este trabalho e a todos que se dedicam à sua manutenção.

Aos amigos da UERJ, que estiveram ao meu lado nos primeiros passos dessa jornada oceanográfica e permanecem até hoje muito presentes, seja em incentivos nos momentos difíceis ou compartilhando alegrias. À Bia, especialmente, por ter acompanhado de perto este processo e me confortado inúmeras vezes.

Ao grupo Unidos do Robertinho. Obrigada por dividirem as dificuldades do mestrado e tornarem as coisas mais leves e divertidas, pelos dias de estudo e dissertação juntos e, principalmente, por não me deixarem desistir.

Às queridas Vargas, Prohmann, Flavinha, Marcella e Bel por fazerem parte deste e de todos os momentos. E a todos os amigos que me incentivam na busca pelas minhas conquistas.

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

AVALIAÇÃO DE ALTERAÇÕES NO DESVIO PADRÃO DO ERRO DE
BACKGROUND EM UM SISTEMA DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS OCEÂNICOS
4D-VARIACIONAL

Lívia Sant'Angelo Mariano

Abril/2019

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Programa: Engenharia Civil

O desvio padrão de uma rodada longa e sem assimilação de dados é comumente utilizado na obtenção da matriz de covariância do erro de *background* em sistemas de modelagem com assimilação de dados 4D-variacional. A determinação adequada desta matriz é de fundamental importância, pois determina a forma como as informações observacionais serão propagadas no modelo. O desvio padrão do erro de *background* (Σ) tem como função garantir que as correções das variáveis de controle não excedam a magnitude da variabilidade típica. A proposta desta dissertação é a de uma atualização da matriz Σ a partir da solução prévia (ou *prior*) de uma simulação assimilativa, partindo da premissa de que esta seja uma representação mais adequada do campo de *background*. Um experimento de três meses com o desvio padrão modificado foi comparado com uma simulação na configuração padrão (ou seja, com o desvio padrão calculado a partir de uma rodada livre). A avaliação dos experimentos se baseou na comparação dos resultados das simulações com observações dependentes e independentes. Os menores valores para as métricas de erro consideradas foram observados em geral para a simulação com a nova abordagem. As diferenças entre as simulações foram significativas na redução dos erros em relação a dados de satélite de temperatura e altura da superfície do mar, além da componente meridional de velocidade em superfície de derivadores oceânicos.

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

EVALUATION OF CHANGES IN THE BACKGROUND-ERROR STANDARD DEVIATION IN A 4D-VARIATIONAL OCEAN DATA ASSIMILATION SYSTEM

Lívia Sant'Angelo Mariano

April/2019

Advisors: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Department: Civil Engineering

The standard deviation of a long run without data assimilation is commonly used to obtain the background error covariance matrix in 4D-variational data assimilation modeling systems. Proper determination of this matrix has a fundamental importance because it determines how observational information will be propagated in the model. The background-error standard deviation (Σ) is to ensure that the control variable corrections do not exceed the magnitude of the typical variability. The purpose of this dissertation is to update the Σ matrix from the prior solution of an assimilative simulation, assuming that it is a more adequate representation of the background field. A three-month experiment with the modified standard deviation was compared with a simulation in the standard configuration (i.e., the standard deviation calculated from a free run). The evaluation was based on the comparison of the simulation results with dependent and independent observations. The lowest values for the error metrics considered were generally observed for the simulation with the new approach. Differences between simulations were significant in reducing errors in relation to satellite data of sea surface temperature and height, as well as the surface velocity component of ocean drifters.

Índice

1. Introdução.....	1
2. Objetivos	7
3. Revisão bibliográfica.....	8
3.1 Assimilação de dados.....	8
3.2 Modelo numérico (ROMS).....	9
3.3 ROMS 4D-VAR	10
3.3.1 4D-VAR incremental.....	11
3.3.2 Matriz de covariância dos erros de <i>background</i> (B).....	13
3.4 Área de estudo	17
4. Metodologia	21
4.1 Configurações do modelo	21
4.2 Observações /Conjunto de dados	23
4.2.1 Observações assimiladas	24
4.2.2 Observações independentes.....	27
4.3 Métricas de comparação	29
5. Resultados	31
5.1 Matriz de desvio padrão dos erros de <i>background</i>	31
5.1.1 Temperatura.....	31
5.1.2 Salinidade	36
5.1.3 Altura da superfície do mar	40
5.1.4 Velocidade	43
5.2 Evolução da função custo (J)	52
5.3 Comparação com observações dependentes	53
5.3.1 Dados hidrográficos.....	53
5.3.2 TSM POES	56
5.3.3 ASM AVISO	58
5.4 Comparações com observações independentes	59
5.4.1 TSM JPL-MUR	59
5.4.2 Derivadores.....	66
5.5 Vórtice de Cabo Frio.....	69
6. Discussão e Conclusões	92
7. Referências bibliográficas	97

Lista de Figuras

Figura 3-1: Estrutura básica da matriz B para um esquema com quatro variáveis: vento zonal (u), vento meridional (v), pressão (p) e temperatura potencial (θ). Retirado de BANNISTER (2008).	14
Figura 3-2: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul de acordo com PETERSON e STRAMMA (1991). Retirado de SILVEIRA (2000).	17
Figura 3-3: Representação esquemática da recirculação do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Retirado de MATTOS (2006).	19
Figura 3-4: Representação esquemática do Sistema Corrente do Brasil, e dos principais fenômenos envolvidos na região da costa sudeste brasileira. Retirado de Godoi (2005).	20
Figura 4-1: Esquema de assimilação IS4DVAR das simulações do presente estudo. Adaptado de FRAGOSO <i>et al.</i> (2016).	22
Figura 4-2: Desenho esquemático do comportamento dos perfiladores na coluna d'água. Retirado de BOECHAT (2015).	25
Figura 4-3: Desenho esquemático do comportamento do <i>seaglider</i> na coluna d'água. Adaptado de EKELUND (2013).	26
Figura 4-4: Localização da radial de amostragem do <i>seaglider</i> do Projeto Azul denominada como transecto Maricá.	27
Figura 4-5: Derivador SVP-WOCE. Retirado de CERRONE (2010).	29
Figura 5-1: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de temperatura em superfície para os meses contemplados no experimento.	32
Figura 5-2: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de temperatura em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.	33
Figura 5-3: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da temperatura ao longo da radial percorrida pelo glider do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.	34
Figura 5-4: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de salinidade em superfície para os meses contemplados no experimento.	37
Figura 5-5: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de salinidade em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.	38
Figura 5-6: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da salinidade ao longo da radial percorrida pelo <i>glider</i> do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.	39
Figura 5-7: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da elevação da superfície do mar para os meses contemplados no experimento.	41
Figura 5-8: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da elevação da superfície do mar para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.	42
Figura 5-9: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente zonal (u) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento.	44

Figura 5-10: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente zonal (u) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.	45
Figura 5-11: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente meridional (v) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento.	46
Figura 5-12: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente meridional (v) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.	47
Figura 5-13: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente zonal da velocidade (u) ao longo da radial percorrida pelo <i>glider</i> do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.	48
Figura 5-14: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente meridional da velocidade (v) ao longo da radial percorrida pelo <i>glider</i> do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.	49
Figura 5-15: Evolução da função custo (J) nos ciclos de assimilação para as simulações com Σ mensal original (DA12) e modificado (DA12 STD).	52
Figura 5-16: Perfis verticais de Bias e RMSE de temperatura entre o modelo e os dados hidrográficos assimilados.	53
Figura 5-17: Perfis verticais de Bias e RMSE de salinidade entre o modelo e os dados hidrográficos assimilados.	55
Figura 5-18: Séries temporais de <i>bias</i> , RMSE e JFIT de TSM em relação ao dado do POES para todo o domínio de modelagem em cada simulação.	57
Figura 5-19: Séries temporais de <i>bias</i> , RMSE e JFIT de ASM em relação ao dado do AVISO para todo o domínio de modelagem em cada simulação.	58
Figura 5-20: Séries temporais de <i>bias</i> de TSM em relação ao dado do JPL-MUR integrado para quatro regiões do domínio para cada simulação.	60
Figura 5-21: Séries temporais de RMSE de TSM em relação ao dado do JPL-MUR integrado para quatro regiões do domínio para cada simulação.	61
Figura 5-22: Temperatura da superfície do mar média para todo o período de simulação de cada rodada em comparação ao dado do JPL-MUR.	64
Figura 5-23: Diferença entre a Temperatura da superfície do mar média para todo o período de simulação de cada rodada e o dado do JPL-MUR.	65
Figura 5-24: Comparação das componentes zonal e meridional da velocidade e comparação da temperatura do derivador 7 em relação ao modelo sem assimilação (Rodada livre), ao modelo com assimilação original (DA12) e ao modelo com assimilação com desvio padrão do erro de <i>background</i> modificado (DA12 STD).	68
Figura 5-25: Comparação das componentes zonal e meridional da velocidade e comparação da temperatura do derivador 8 em relação ao modelo sem assimilação (Rodada livre), ao modelo com assimilação original (DA12) e ao modelo com assimilação com desvio padrão do erro de <i>background</i> modificado (DA12 STD).	69
Figura 5-26: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 09/05/2013 (ciclo 10).	70
Figura 5-27: Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 09/05/2013 (ciclo 10).	71

Figura 5-28: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do AVISO na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 09/05/2013 (ciclo 10).	72
Figura 5-29: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 10.	73
Figura 5-30: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 10.....	74
Figura 5-31: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 10.....	74
Figura 5-32: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 14/05/2013 (ciclo 11).	75
Figura 5-33: Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 14/05/2013 (ciclo 11).	76
Figura 5-34: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do AVISO na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 14/05/2013 (ciclo 11).	77
Figura 5-35: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 11.	78
Figura 5-36: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 11.....	79
Figura 5-37: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 11.....	79
Figura 5-38: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 22/05/2013 (ciclo 12) e trajetória dos derivadores 7 e 8.	80
Figura 5-39: Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 22/05/2013 (ciclo 12) e trajetória dos derivadores 7 e 8.	81
Figura 5-40: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 21/05/2013 (ciclo 12) e trajetória dos derivadores 7 e 8.	82
Figura 5-41: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 12.	83
Figura 5-42: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 12.....	84
Figura 5-43: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 12.....	84
Figura 5-44: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 27/05/2013 (ciclo 13) e trajetória dos derivadores 7 e 8.	85
Figura 5-45 Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 27/05/2013 (ciclo 13) e trajetória dos derivadores 7 e 8.	86

Figura 5-46: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do AVISO na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 27/05/2013 (ciclo 13) e trajetória dos derivadores 7 e 8.	87
Figura 5-47: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 13.	88
Figura 5-48: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 13.....	89
Figura 5-49: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 13.....	89
Figura 5-50: Perfis de temperatura, salinidade e clorofila obtidos pelo <i>glider</i> do projeto Azul no transecto Maricá entre os dias 07 e 17/05/2013.....	91

Lista de Tabelas

Tabela 4-1: Identificação das simulações assimilativas.	23
Tabela 4-2: Número total de informações assimiladas pelo modelo por tipo de observação.	24
Tabela 5-1: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de <i>background</i> original e modificado para a temperatura (°C).	36
Tabela 5-2: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de <i>background</i> original e modificado para a salinidade.	40
Tabela 5-3: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de <i>background</i> original e modificado para a elevação da superfície do mar (m).	43
Tabela 5-4: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de <i>background</i> original e modificado para as componentes horizontais da velocidade (m/s).	51
Tabela 5-5: RMSE médio de TSM (°C) em relação ao dado do JPL-MUR integrado para quatro regiões do domínio para cada simulação.	62
Tabela 5-6: RMSE (m/s) para a componente zonal (u) de cada derivador.	67
Tabela 5-7: RMSE(m/s) para a componente meridional (v) de cada derivador.	67
Tabela 5-8: RMSE (°C) para a temperatura de cada derivador.	67

Lista de Acrônimos

- 3DVAR** - *3-Dimensional Variational scheme*
- 4DVAR** - *4-Dimensional Variational scheme*
- ACAS** - *Água Central do Atlântico Sul*
- ADROMS** - *Adjoint of Tangent Linear of ROMS*
- AIA** - *Água Intermediária do Atlântico*
- APAN** - *Água Profunda do Atlântico Norte*
- ASM** - *Altura da Superfície do Mar*
- AT** - *Água Tropical*
- AVHRR** - *Advanced Very High Resolution Radiometer*
- AVISO** - *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*
- B** - *Matriz de covariância dos erros de background*
- CB** - *Corrente do Brasil*
- CCI** - *Corrente de Contorno Intermediária*
- CCP** - *Corrente de Contorno Profunda*
- CG** - *Corrente do Golfo*
- CSE** - *Corrente Sul Equatorial*
- EnKF** - *Ensemble kalman filter*
- IS4DVAR** - *Incremental Strong constraint 4-dimensional variational scheme*
- JPL-MUR** - *Jet Propulsion Laboratory's Multi-Scale High Resolution*
- KF** - *Kalman filter*
- NCEP – R2** - *National Center for Environmental Prediction Reanalysis 2*
- NLROMS** - *Nonlinear ROMS*
- POES** - *Polar Operational Environmental Satellites*
- POSTERIOR** - *Estimativas da análise*
- PRIOR** - *Campo de background do modelo*
- R** - *Matriz de covariância dos erros das observações*
- RMSE** - *Root Mean Square Error*
- ROMS** - *Regional Ocean Modeling System*
- RPROMS** - *Finite Amplitude Tangent Linearization of ROMS*
- SVP** - *Surface Velocity Programme*
- TLROMS** - *Perturbation tangent linear of ROMS*

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

VCF - Vórtice de Cabo Frio

WOCE - *World Ocean Circulation Experiment*

1. Introdução

Modelos oceânicos são, por definição, representações imperfeitas dos sistemas naturais envolvendo a simplificação de parametrizações matemáticas para processos complexos e erros associados a uma variedade de fatores, como a resolução finita da grade numérica e incertezas nas condições iniciais (EDWARDS *et al.* 2015). Apesar da boa cobertura espacial e resolução temporal para representar a dinâmica de uma região oceânica, a modelagem numérica depende da qualidade dos dados ambientais utilizados como condições iniciais e de contorno. Entre os diversos dados ambientais disponíveis, os dados *in situ* fornecem uma boa representação da circulação e características ambientais, incluindo medições em superfície e coluna d'água, no entanto, possuem distribuição temporal e, principalmente espacial, restritas. Por outro lado, dados de sensoriamento remoto apresentam boa cobertura espacial, porém representam apenas o que ocorre em superfície, além de estarem sujeitos a limitações tais como falta de informações devido a cobertura por nuvens e aproximações quando estes são disponibilizados gridados.

Nesse contexto, os métodos de assimilação de dados podem ser vistos como uma abordagem dinâmica de interpolação e extrapolação de dados esparsos (EDWARDS *et al.* 2015) ou como o processo no qual todas as informações disponíveis são usadas para obter a estimativa mais precisa possível do estado do oceano (TALAGRAND, 1997). Como informações disponíveis, estão incluídas as observações (medições *in situ* ou remotas) e as leis físicas que governam a evolução do estado oceânico (modelo numérico).

Os métodos de assimilação tiveram origem na previsão atmosférica, com os primeiros experimentos de RICHARDSON (1922) e CHARNEY (1950) *apud* KALNAY (2003) baseados em interpolações manuais de observações nas grades dos modelos. Os métodos de interpolação evoluíram ao longo das décadas seguintes, porém as observações disponíveis continuavam a ser esparsas e insuficientes para determinar os campos iniciais, levando à necessidade de informações adicionais (chamadas de *background*, *first guess* ou solução prévia) para preparar as condições iniciais para as previsões (KALNAY, 2003). Inicialmente eram utilizados estudos climatológicos como *background*, mas com a evolução das previsões, passaram a ser utilizadas previsões de curta duração como

informação prévia nos sistemas operacionais de assimilação de dados ou nos ciclos de análise.

Os métodos de assimilação de dados fazem uma combinação do conjunto de observações disponíveis com uma estimativa inicial sobre o fenômeno para obter a melhor estimativa da circulação (estimativa posterior). Esta estimativa inicial, também chamada de *prior* ou *background*, é fornecida pelo próprio modelo ou por uma climatologia da região. Para obtenção da estimativa posterior, os métodos consideram em suas formulações hipóteses sobre os erros associados às observações e aos campos de *background*. Quando se minimiza a diferença entre o campo de *background* e as observações, considerando suas respectivas matrizes de erros e suas correlações, cria-se uma representação ótima do estado oceânico (FALLER, 2016).

Nos métodos estatísticos de assimilação de dados, os erros das observações e do campo de *background* são representados por suas matrizes de covariância. A definição apropriada da matriz de covariância de erros do *background* é um elemento-chave na assimilação de dados, porque determina como se dá a filtragem da informação observada e sua propagação espacial e multivariada para o espaço do modelo (RABIER *et al.*, 1998).

De forma geral, os métodos estatísticos de assimilação de dados podem ser divididos em duas abordagens principais: métodos sequenciais, entre os quais estão incluídos a interpolação ótima e o *Kalman Filtering* (KF), e os métodos variacionais, que incluem o 3DVAR e 4DVAR, sendo este último utilizado no presente estudo.

Nos métodos sequenciais, as observações são retroalimentadas no modelo para que a cada vez que estas estejam disponíveis, uma melhor estimativa seja utilizada para prever o estado do sistema. Nos métodos variacionais, encontra-se uma trajetória viável que melhor se adapte aos dados observacionais em uma janela de tempo e a estimativa do estado do oceano no final dessa janela é utilizada para produzir o estado inicial da próxima janela de tempo.

Em todos estes métodos, no entanto, a análise X_a é obtida através da atualização da solução prévia do modelo (X_b) com a adição da inovação ou incremento observacional (diferença entre as observações e a solução prévia) ponderada por uma função peso W (KALNAY, 2003). A inovação é calculada com o uso de um operador de observação, H , que faz a interpolação e transformação das variáveis do modelo para o espaço das observações. A melhor estimativa de determinada variável (X_a) é então obtida nos métodos de assimilação de dados a partir da solução prévia do modelo (X_b), e da observação (X_o), conforme a Equação 1.1:

$$X_a = X_b + W(X_o - H(X_b)) \quad (1.1)$$

Nos métodos estatísticos, sejam sequenciais ou variacionais, a ponderação W leva em conta a estimativa das matrizes de covariância dos erros das observações e do campo de *background*. Porém, a forma como isso é feito difere entre os métodos.

Nos métodos sequenciais, busca-se obter a função peso (W) que minimize a variância do erro da análise (X_a), baseada na variância do erro de *background* (σ_b^2) e da observação (σ_o^2) de acordo com a Equação 1.2:

$$W = \frac{\sigma_b^2}{(\sigma_b^2 + \sigma_o^2)} \quad (1.2)$$

Entre os métodos sequenciais, a Interpolação Ótima assume que a variância do erro de *background* aumenta em taxa fixa conforme o modelo é integrado no tempo, enquanto no *Kalman Filter* (KF), as matrizes de covariância do erro de *background* são computadas a partir do próprio modelo em sua forma linearizada (KALNAY, 2003). Já no método *Ensemble Kalman Filter* (EnKF), as matrizes de covariância do erro de *background* são obtidas a partir de um conjunto de soluções do modelo (*ensemble*), obtido pela integração do modelo não linear n vezes a cada ciclo de assimilação. Cada integração dessas possui uma pequena perturbação aleatória nas condições iniciais e/ou forçantes. O espalhamento do conjunto de soluções ao redor da solução média provê as informações necessárias sobre a variabilidade e incerteza do sistema (EVENSEN, 2007, LI;TOUMI, 2017).

Enquanto nos métodos sequenciais a melhor estimativa (X_a) é obtida através da variância da análise, no caso dos métodos variacionais, a melhor estimativa é obtida a partir da minimização de uma função custo (J). Esta função custo é definida como o quadrado da distância entre a análise e as duas fontes de informação, ponderada pelas variâncias dos erros de ambas (Eq. 1.3):

$$J(X_a) = \frac{1}{2} \left[\frac{(X_a - X_b)^2}{\sigma_b^2} + \frac{(X_a - X_o)^2}{\sigma_o^2} \right] \quad (1.3)$$

As variâncias do erro (σ_b^2 e σ_o^2) são calculadas uma única vez e a princípio não evoluem ao longo dos ciclos de assimilação. A minimização de J é feita iterativamente em um número definido de loops internos, nos quais se busca encontrar incrementos no vetor controle (formado pelas condições iniciais, forçantes e condições de contorno laterais) que minimizem J e maximizem a verossimilhança de X_a .

No método 4DVAR, a função custo é escrita em função do incremento δz como indicado na Equação 1.4, onde R é a matriz de covariância dos erros das observações e D é a covariância dos erros de *background*. D é uma matriz diagonal formada pelas matrizes das covariâncias dos erros do *background* das condições iniciais (B_x), das forçantes de superfície (B_f) e da condição de contorno lateral (B_b), além da matriz de covariância do erro do modelo (Q).

$$D = \text{diag}(B_x, B_f, B_b, Q) \quad (1.4)$$

No esquema 4DVAR do *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), cada matriz de covariância de erro de *background* é fatorada de acordo com DERBER e ROSATI (1989), DERBER e BOUTTIER (1999) e WEAVER e COURTIER (2001) conforme Equação 1.5:

$$B = K_b \Sigma C \Sigma^T K_b^T \quad (1.5)$$

Onde K_b é o operador de equilíbrio, C é a matriz de correlação univariada e Σ é a matriz diagonal de desvio padrão dos erros.

A matriz de desvio padrão é geralmente obtida através de uma rodada livre do modelo, sem assimilação de dados, e garante que as correções feitas nas variáveis não vão ultrapassar a magnitude da variabilidade típica da região. O campo de desvio padrão no ROMS 4DVAR não varia dentro dos ciclos, sendo geralmente calculado uma única vez antes da aplicação da assimilação de dados. No entanto, pode variar mensalmente para adicionar uma complexidade temporal para a matriz de covariância do erro de *background*, assim como feito em FRAGOSO *et al.* (2016).

Visto a importância das matrizes de covariância, diferentes abordagens têm sido testadas no tratamento destas dentro do método. DESROZIERS *et al.* (2005) apresentaram um diagnóstico para as matrizes de covariância do erro de *background* e das observações,

de acordo com o qual as seguintes relações expressas nas Equações 1.6 e 1.7 devem ser satisfeitas para aplicações corretas de sistemas de assimilação de dados variacionais:

$$E \left(d_b^a d_b^{0T} \right) \approx HBH^T \quad (1.6)$$

$$E \left(d_a^0 d_b^{0T} \right) \approx R, \quad (1.7)$$

onde $E(.)$ é o valor esperado, d_a^0 e d_b^0 representam a diferença modelo-dado para as soluções posterior e prévia, respectivamente, e d_b^a quantifica os incrementos nos pontos de observação, de acordo com as Equações 1.8, 1.9 e 1.10:

$$d_a^0 = y - Hx_a \quad (1.8)$$

$$d_b^0 = y - Hx_b \quad (1.9)$$

$$d_b^a = Hx_a - Hx_b \quad (1.10)$$

onde y representa as observações, Hx_a a solução posterior no ponto das observações e Hx_b a solução prévia no ponto das observações.

Em MATTERN *et al.* (2018) foram aplicados ajustes iterativos em R e B de um sistema de assimilação 4DVAR do ROMS para manter as relações do diagnóstico de DESROZIERS *et al.* (2005) válidas ao longo da simulação.

No trabalho de POWEL *et al.* (2008), foi realizado um *ensemble* para cada ciclo da assimilação 4DVAR usando os incrementos das interações (*inner loops*) com o objetivo de construir um conjunto de perturbações independentes que aproxima-se de um sorteio aleatório baseado na incerteza do estado inicial para a construção das matrizes de desvio padrão do erro de *background*.

FALLER (2016) alterou a componente vertical de C no esquema IS4DVAR do ROMS usando modelos Bayesianos hierárquicos, porém mantendo os componentes em equilíbrio do erro (K_b), a diagonal da matriz de desvio padrão (Σ) e a componente horizontal de C da versão original. Com esta alteração, obteve reduções dos erros entre o modelo e observações assimiladas. A partir deste trabalho, surgiu o interesse de avaliar alterações de outros componentes da matriz B não alterados por FALLER (2016).

A proposta desta dissertação é a de variar a matriz de covariância do erro de *background* (B) em um sistema de assimilação 4DVAR a partir de uma atualização da

matriz de desvio padrão de *background* (Σ). Esta atualização leva em conta a adição de informações das soluções prévias dos ciclos assimilativos e se baseia nos métodos dos assimilação sequenciais KF e EnKF, em que as covariâncias do erro são obtidas pelo próprio modelo. Considerando o desvio padrão da solução prévia (*prior*) de um ciclo assimilativo, espera-se obter uma melhor representação da variabilidade ambiental do que o desvio de uma rodada sem assimilação. Com isso, espera-se que o peso dado às correções dos campos de *background* em relação às informações das observações seja mais adequado e, principalmente, espera-se aumentar o conhecimento acerca da sensibilidade do método às alterações deste componente.

O Projeto Azul é um projeto de oceanografia operacional multi-institucional desenvolvido como um Sistema de Observação Oceânica (SOO) para a região da Bacia de Santos, descrito em DOS SANTOS *et al.* (2015). O projeto consta com três vertentes: uma rede de aquisição de dados em tempo real, modelagem computacional e assimilação de dados. Teve sua primeira fase entre 2012 e 2016 e atualmente se encontra na segunda fase, Projeto Azul 2. No âmbito deste projeto, surgiu o primeiro trabalho com assimilação de dados utilizando o esquema ROMS 4DVAR no Brasil, apresentado em FRAGOSO *et al.* (2016) e no qual foram obtidas melhorias expressivas na representação de feições de mesoescala na região. Desde então são realizados esforços de aprimoramento do sistema (PASSOS *et al.*, 2015; FALLER, 2016; FALLER *et al.*, 2016; CARVALHO *et al.*, 2017; SOARES *et al.*, 2018), dentre os quais este trabalho se insere.

2. Objetivos

O objetivo geral do presente estudo é avaliar a sensibilidade do método de assimilação ROMS IS4DVAR às alterações das matrizes de desvio padrão do erro de *background* e a validade de implementação de uma forma de atualização desta matriz a partir de informações dos ciclos assimilativos.

Podem se destacar ainda, algumas metas específicas a serem atingidas de forma a concluir o objetivo geral proposto:

- Avaliação da diferença entre as simulações na configuração padrão e com as matrizes do desvio padrão modificadas em termo de redução da diferença em relação a observações dependentes e independentes (isto é, assimiladas e não assimiladas pelo modelo);
- Avaliação do impacto das diferenças na matriz de desvio padrão sobre a representação de feições de mesoescala (Vórtice de Cabo Frio);

3. Revisão Bibliográfica

Neste item é apresentada uma revisão da literatura sobre o modelo numérico utilizado, as equações e premissas do sistema de assimilação de dados 4DVAR neste modelo e sobre a circulação da área de estudo.

3.1 Assimilação de dados

O objetivo dos métodos de assimilação de dados é de obter a melhor estimativa da circulação do estado do oceano a partir da combinação de informações prévias de modelo com as observações. De acordo com WIKLE e BERLINER (2007), esta estimativa é dada pelo Teorema de Bayes, conforme Equação 3.1:

$$p(x|y) = \frac{p(y|x)p(x)}{p(y)} \quad (3.1)$$

Sendo $0 < p(y) < \infty$. Onde x representa o vetor do estado do oceano e y representa o vetor das observações. $p(x|y)$ é a distribuição de probabilidade condicional de x dadas as observações. $p(x)$ é a distribuição prévia de probabilidade (fornecida pelo modelo sem assimilação de dados). $p(y|x)$ é a distribuição dos erros das observações dada a estimativa prévia de x . $p(y)$ é a distribuição marginal, que consiste numa constante normalização para garantir a condição necessária para que $p(x|y)$ seja uma unidade.

No método 4DVAR, a solução para esta distribuição de probabilidade é equivalente, matematicamente, à exponencial da função custo, J , apresentada na introdução deste trabalho (Eq. 1.3), de forma a atender a Equação 3.2:

$$p(x|y) \propto \exp(-J) \quad (3.2)$$

Dessa forma, os métodos de assimilação consistem em maximizar $p(x|y)$, que equivale a minimizar J .

3.2 Modelo numérico (ROMS)

Para as simulações numéricas foi utilizado o Modelo Regional Oceânico da Universidade de Rutgers (“*The Rutgers University's Regional Ocean Modeling System*”, ROMS) (SHCHEPETKIN; MACWILLIAMS, 2005).

O ROMS é um modelo de equações primitivas que utiliza as aproximações de *Boussinesq* e Hidrostática e resolve as equações pelo método de diferenças finitas, utilizando um sistema de grade curvilínea quasi-ortogonal na horizontal e coordenadas-S na vertical (SONG; HAIDVOGEL, 1994). O sistema de coordenadas-S possui a propriedade de acompanhar a topografia do assoalho oceânico mantendo distâncias proporcionais entre seus níveis de forma análoga ao sistema de coordenadas- σ , porém com o diferencial de que esta proporcionalidade pode ser alterada para se adequar à resolução vertical de acordo com a estrutura da coluna de água.

As equações primitivas são resolvidas na horizontal com o uso de coordenadas ortogonais ou curvilíneas em uma grade C de Arakawa (WARNER *et al.*, 2005).

A integração no tempo do ROMS é realizada com a utilização de um passo de tempo baroclínico e outro barotrópico, separação comumente utilizada em modelos numéricos com o objetivo de evitar instabilidades e diminuir o custo computacional (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). As grandezas de temperatura, salinidade, velocidade baroclínica e as variáveis turbulentas são calculadas no passo de tempo baroclínico, que é maior, enquanto a elevação da superfície do mar e a velocidade integrada verticalmente são calculadas no passo de tempo barotrópico, que é menor (PENVEN; TANT, 2007). O cálculo temporal dessas variáveis é realizado através de uma interação em que é resolvido um número finito de passos barotrópicos para cada passo baroclínico (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). Assim, os valores das variáveis nos passos de tempo baroclínicos representam uma média filtrada dos valores gerados nos passos de tempo intermediários (barotrópicos).

Uma descrição detalhada das equações governantes, esquemas computacionais, e sub-rotinas constituintes do ROMS pode ser encontrada em SHCHEPETKIN e MACWILLIAMS (1998; 2003; 2005) e HAIDVOGEL *et al.* (2008).

3.3 ROMS 4D-VAR

O esquema de assimilação 4DVAR do ROMS inclui o modelo não linear (NLROMS), o modelo tangente linear (TLROMS) e seu modelo adjunto (ADROMS). A notação do ROMS 4DVAR é descrita em detalhe em MOORE *et al.* (2011) e parte desta descrição é apresentada aqui.

As variáveis prognósticas do ROMS são temperatura potencial (T), salinidade (S), componentes horizontais de velocidade (u,v) e o deslocamento da superfície do mar (ζ). Com a discretização das equações primitivas e a disposição na grade do modelo, chega-se a um vetor de estado considerando os valores de um único ponto de grade no tempo t_i :

$$x(t_i) = \begin{pmatrix} T \\ S \\ \zeta \\ u \\ v \end{pmatrix} \quad (3.3)$$

O vetor de estado se propaga pra frente no tempo pelo modelo não-linear discretizado sujeito às condições de contorno de superfície, denotadas por $f(t_i)$, para *momentum*, calor e fluxos de água doce, e às condições de contorno laterais abertos, denotadas por $b(t_i)$.

DAGET *et al.* (2009) sugere que os forçantes na superfície e as condições de contorno podem ser escritas como termos de tendência temporal no lado direito da equação do modelo discretizado. Assim, o vetor de estado evolui para a forma apresentada na Equação 3.4:

$$x(t_i) = M(t_i, t_{i-1})(x(t_{i-1}), f(t_i), b(t_i)) \quad (3.4)$$

Onde $M(t_i, t_{i-1})$ representa o ROMS não linear atuando em $x(t_{i-1})$ e sujeito às forçantes $f(t_i)$ e condições de contorno $b(t_i)$ durante o intervalo de tempo $[t_{i-1}, t_i]$. A equação 1 será referida como NLROMS (*Nonlinear ROMS*), com condições iniciais $x(t_0)$, forçantes em superfície $f(t)$ e condições de contorno $b(t)$, no intervalo de tempo $[t_0, t_N]$.

Todos os algoritmos de assimilação de dados do esquema 4DVAR atualmente empregados no ROMS são baseados em rodadas do vetor de estado, forçantes de superfície e condições de contorno abertas de uma solução *background* de referência. Assim, temos o conjunto representado pela Equação 3.5:

$$\begin{aligned}
x(t_i) &= x^b(t_i) + \delta x(t_i) \\
f(t_i) &= f^b(t_i) + \delta f(t_i) \\
b(t_i) &= b^b(t_i) + \delta b(t_i),
\end{aligned} \tag{3.5}$$

onde $x^b(t_i)$, $f^b(t_i)$ e $b^b(t_i)$ são os campos de *background* para a circulação, forçantes de superfície e condições de contorno aberto, respectivamente. Os incrementos δx , δf e δb são considerados pequenos em comparação aos campos de *background* e, neste caso, são descritos como uma aproximação de primeira ordem da expansão de Taylor de NLROMS na equação 3.4.

3.3.1 4D-VAR incremental

O 4DVAR é uma extensão do esquema 3DVar para as observações que são distribuídas no tempo. Enquanto o modelo de assimilação variacional tridimensional (3DVAR) identifica a melhor estimativa da circulação uma única vez, utilizando observações com uma janela de tempo limitado, a assimilação realizada pelo modelo tetradimensional (4DVAR), identifica a melhor estimativa de circulação ao longo de um intervalo de tempo finito, usando todas as observações disponíveis durante o intervalo, e usa um modelo para interpolar dinamicamente informações no espaço e no tempo, o que o torna um meio eficaz de assimilar dados observados em simulações (FALLER, 2016; GUNZBURGER, 2003; TALAGRAND, 1997; TALAGRAND e COURTIER, 1987).

O objetivo do 4D-VAR é identificar a melhor estimativa da circulação, referida como estimativa posterior, ou $x^a(t)$, que minimiza a diferença (em termos de mínimos quadrados) entre o modelo, as observações e um *background*, sujeito a hipóteses prévias sobre os erros e possivelmente restrições adicionais (MOORE *et al.*, 2011).

A escolha das condições iniciais, forçantes e condições de contorno ($x(t_0)$, $f(t)$ e $b(t)$, respectivamente) no NLROMS implica em erros e incertezas e, por isso, estes termos são chamados de variáveis de controle e o problema principal do 4D-VAR é identificar a combinação apropriada destas variáveis para alcançar a melhor estimativa de $x^a(t)$.

A abordagem incremental do 4D-VAR consiste em minimizar a função custo (J) apresentada na Equação 3.6, definida como a incompatibilidade ponderada entre as observações e o estado do modelo no local e no tempo de observação:

$$\begin{aligned}
& J(\delta x(t_0), \delta f(t_1), \dots, \delta f(t_k), \dots, \delta b(t_1), \dots, \delta b(t_k), \dots, \eta(t_1), \dots, \eta(t_k), \dots) \\
&= \frac{1}{2} \delta x^T(t_0) B_x^{-1} \delta x(t_0) \\
&+ \frac{1}{2} \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^N \{ \delta f^T(t_k) B_f^{-1}(t_k, t_j) \delta f(t_j) + \delta b^T(t_k) B_b^{-1}(t_k, t_j) \delta b(t_j) \\
&+ \eta^T(t_k) Q^{-1}(t_k, t_j) \eta(t_j) \} \\
&+ \frac{1}{2} \sum_{i=0}^n \sum_{l=0}^n (H_i \delta x(t_i) - d_i)^T R_{i,l}^{-1} (H_l \delta x(t_l) - d_l) \tag{3.6}
\end{aligned}$$

onde o incremento é $\delta x(t_k) = x(t_k) - x^b(t_k)$ e t_i e t_l são identificados como os n tempos de observação. O vetor inovação $d_i = y_i^0 - H_i(x^b(t_i))$ representa a diferença entre o vetor de observações y_i^0 no tempo t_i e o modelo análogo das observações computadas a partir da circulação de *background* $x^b(t_i)$ de acordo com o operador de observação H_i . Em geral, H_i será não-linear e serve para transformar o vetor estado do modelo para variáveis observadas e interpolá-los para os pontos das observações no espaço e no tempo.

A função custo (penalidade) pode ser escrita na forma linearizada em função do incremento δz conforme a Equação 3.7 (COURTIER, 1997):

$$J(\delta z) = \frac{1}{2} \delta z^T D^{-1} \delta z + \frac{1}{2} (G \delta z - d)^T R^{-1} (G \delta z - d) \tag{3.7}$$

Onde G representa o modelo tangente linear, e sua matriz transposta, G^T , é o operador adjunto. R e D são as matrizes de covariância dos erros das observações e de *background*, respectivamente. D é uma matriz diagonal formada pelas matrizes das covariâncias dos erros do *background* das condições iniciais (B_x), das forçantes de superfície (B_f) e da condição de contorno lateral (B_b), além da matriz de covariância do erro do modelo (Q) (Eq. 3.8).

$$D = \text{diag}(B_x, B_f, B_b, Q) \tag{3.8}$$

A matriz da covariâncias dos erros do *background* B é apresentada no item 3.3.2.

Lembrando que o objetivo é minimizar J e que J é mínimo quando $\frac{\partial J}{\partial \delta z} = 0$, temos então a Equação 3.9:

$$\frac{\partial J}{\partial \delta z} = D^{-1} \delta z + G^T R^{-1} (G \delta z - d) \tag{3.9}$$

Assim, o objetivo no método 4DVAR incremental passa a ser identificar o δz que minimiza J.

Neste processo, podem ser consideradas duas diferentes abordagens de acordo com o espaço em que o problema é resolvido (*primal*, referente à solução no espaço do modelo, ou *dual*, com solução no espaço das observações) e a escolha de qual usar refletirá nas fórmulas para o incremento δz apresentadas na Equação 3.10 para a abordagem *primal* e na Equação 3.11 para a abordagem *dual*.

$$\text{Primal:} \quad \delta z = (D^{-1} + G^T R^{-1} G)^{-1} G^T R^{-1} d \quad (3.10)$$

$$\text{Dual:} \quad \delta z = D G^T (G D G^T + R)^{-1} d \quad (3.11)$$

Determinar o incremento do vetor z é um desafio, uma vez que a dimensão de δz é muito grande. A formulação *primal*, portanto, é frequentemente usada com restrição forte, uma aproximação na qual são desconsideradas as variáveis do vetor de controle associadas aos parâmetros do modelo. A forma incremental com abordagem *primal* com restrição forte no ROMS é denominada IS4DVAR.

Maiores detalhes sobre essas abordagens e a resolução desses problemas no 4DVAR podem ser obtidos em MOORE *et al.* (2011).

3.3.2 Matriz de covariância dos erros de *background* (B)

De acordo com BANNISTER (2008), a matriz B dos métodos variacionais se baseia matematicamente na definição expressa na Equação 3.12:

$$B = \langle \eta \eta^T \rangle, \quad \eta = x_b - x_t, \quad (3.12)$$

sendo x_b o campo de *background* e x_t o estado real do oceano/atmosfera e o símbolo $\langle \cdot \rangle$ representativo de uma média.

Na Figura 3-1, é apresentado um exemplo da estrutura básica da matriz B para um sistema para um caso de modelagem atmosférica com quatro variáveis: vento zonal (u), vento meridional (v), pressão (p) e temperatura potencial (θ). Cada variável é um campo tridimensional discreto cujos valores em cada posição são representados como um vetor e cujas covariâncias são representadas como uma submatriz. As submatrizes que

são as autocovariâncias de um único campo entre pares de posições no espaço são as matrizes diagonais de blocos sombreados, e as submatrizes que são as covariâncias entre diferentes variáveis e entre pares de posições no espaço (covariâncias multivariadas) são representadas pelos quadrados não sombreados.

O elemento na linha i e coluna j , B_{ij} , representa a covariância entre os erros de *background* nos elementos i e j . Quando $i = j$, o elemento está na diagonal de B e, neste caso especial, o elemento é chamado de variância e a raiz quadrada de uma variância é chamada de desvio padrão.

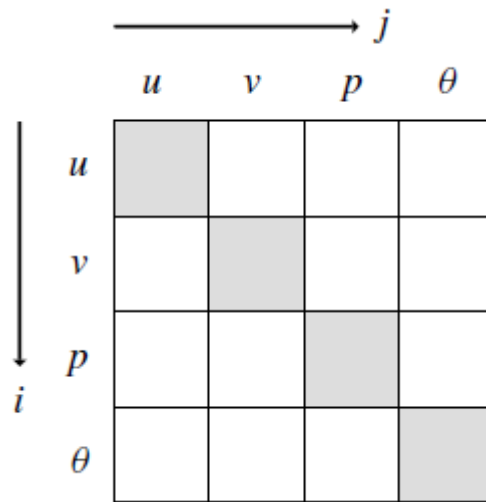


Figura 3-1: Estrutura básica da matriz B para um esquema com quatro variáveis: vento zonal (u), vento meridional (v), pressão (p) e temperatura potencial (θ). Retirado de BANNISTER (2008).

A matriz B tem uma parte de correlação, C (uma matriz não diagonal de correlações entre elementos de x) e uma parte de variância, Σ^2 (uma matriz diagonal de variâncias dos elementos de x). Assim, a matriz de covariância B é formada pela multiplicação das respectivas colunas e linhas de C pelas raízes dos quadrados das variâncias (isto é, desvios-padrão, Σ).

Cada matriz de covariância de erro de *background* no ROMS 4DVAR baseada em DERBER e ROSATI (1989), DERBER e BOUTTIER (1999) e WEAVER e COURTIER (2001) assume a forma da Equação 3.13 a seguir:

$$B = K_b \Sigma C \Sigma^T K_b^T \quad (3.13)$$

Onde K_b é o operador de equilíbrio, C é a matriz de correlação univariada e Σ é a matriz diagonal de desvio padrão.

O operador K_b surge da decomposição do incremento do vetor de estado (ou do campo de *background* da circulação), δx da equação 3.5. De acordo com DERBER e BOUTTIER (1999), este incremento pode ser decomposto de acordo com a Equação 3.14:

$$\delta x = \delta x_B + \delta x_U = K_b \delta x_U, \quad (3.14)$$

sendo B e U os componentes balanceados e não balanceados. Trata-se de uma aproximação útil para fins práticos, em que se considera que as variáveis de estado balanceadas da circulação são mutuamente relacionadas (por exemplo, fluxo geostrófico), enquanto para a circulação residual não balanceada grande parte das variáveis seja não correlacionada (MOORE *et al.*, 2011).

A matriz de correlação C pode ser expressa pela solução de uma equação de difusão (EGBERT *et al.*, 1994; WEAVER e COURTIER, 2001 e BENNETT, 2002), sendo para uma quantidade escalar θ representada pela Equação 3.15:

$$\partial \theta / \partial t = K \nabla^2 \theta, \quad (3.15)$$

Em três dimensões usualmente se considera que $C = C_h C_v$, sendo C_h e C_v as componentes horizontal e vertical, respectivamente. Não há provas contundentes de que as correlações no oceano real sejam separáveis desta forma, no entanto tal abordagem é adotada por conveniência computacional (BENNETT, 2002). A formulação utilizada na prática para estes componentes, baseada em WEAVER e COURTIER (2001), é apresentada nas Equações. 3.16 e 3.17, a seguir:

$$C_h = \Lambda_h L_h^{1/2} W_h^{-1} \left(L_h^{1/2} \right)^T \Lambda_h = C_h^{1/2} \left(C_h^{1/2} \right)^T \quad (3.16)$$

$$C_v = \Lambda_v L_v^{1/2} W_v^{-1} \left(L_v^{1/2} \right)^T \Lambda_v = C_v^{1/2} \left(C_v^{1/2} \right)^T \quad (3.17)$$

onde W é uma matriz diagonal com os valores correspondentes às áreas dos elementos da grade para o caso da dimensão horizontal e com as espessuras de cada elemento para a dimensão vertical; L representa a escala dos comprimentos de mistura nos planos horizontal e vertical e Λ representa a matriz diagonal dos coeficientes de normalização necessários para garantir que o intervalo de C_h e C_v será sempre ± 1 .

A matriz Σ , foco do presente estudo, consiste numa matriz diagonal com o desvio padrão temporal de cada variável em cada ponto de grade do modelo e tem como finalidade garantir que as correções feitas nas variáveis de controle não vão ultrapassar a magnitude da variabilidade típica da região. Esta matriz no ROMS 4DVAR não varia dentro dos ciclos, sendo geralmente calculado uma única vez antes da aplicação da assimilação de dados. No entanto, pode variar mensalmente para adicionar uma complexidade temporal para a matriz de covariância do erro de *background*, assim como feito em FRAGOSO *et al.* (2016) e no presente estudo. As principais aplicações até então para o seu cálculo são através de uma rodada livre, sem assimilação de dados, ou a partir de um *ensemble* de soluções como em POWEL *et al.* (2008).

3.4 Área de estudo

Assim como nas demais regiões oceânicas subtropicais, a circulação de larga escala no oceano Atlântico Sul é dominada por um giro anticiclônico (PETERSON; STRAMMA, 1991). O Giro Subtropical do Atlântico Sul é constituído pela Corrente Sul Equatorial, fluindo do continente africano para o sul-americano; a Corrente do Brasil, que flui em direção ao sul pela borda leste da costa brasileira; a Corrente do Atlântico Sul que flui para leste; e a Corrente de Benguela, fluindo pela costa africana em direção ao Equador, para norte (SILVEIRA *et al.*, 2000), conforme representado na Figura 3-2.

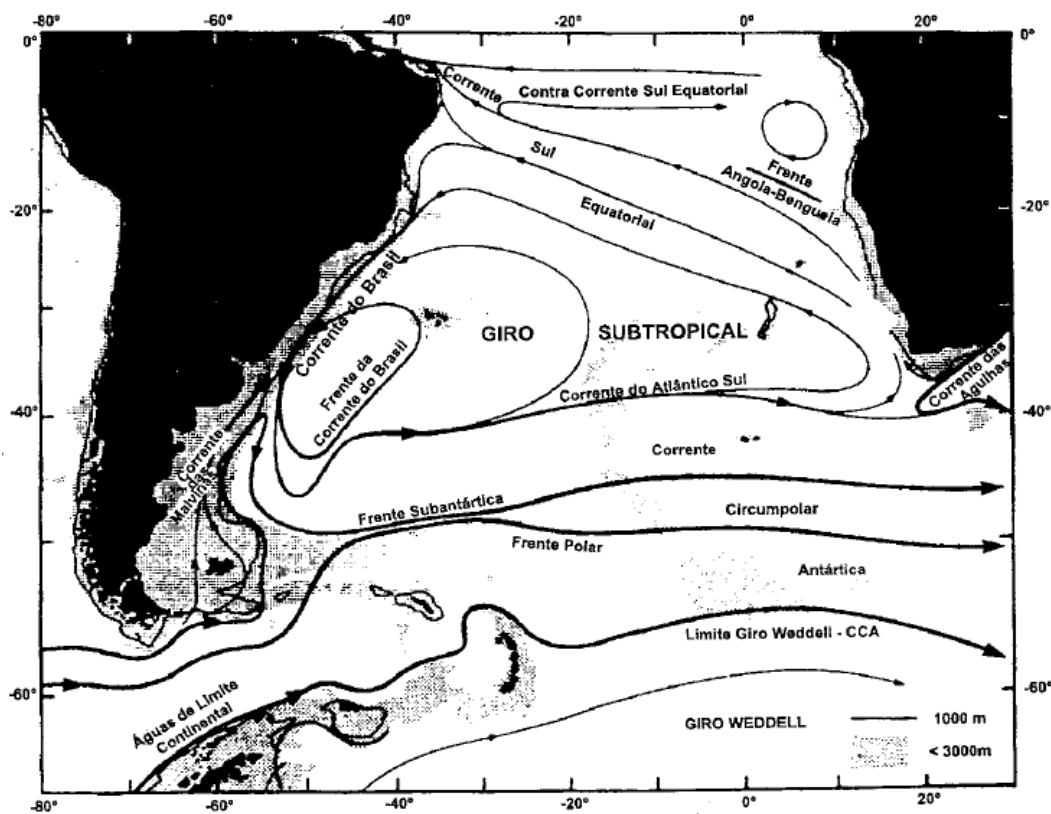


Figura 3-2: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul de acordo com PETERSON e STRAMMA (1991). Retirado de SILVEIRA (2000).

A Corrente do Brasil (CB) trata-se, portanto, de uma corrente de contorno oeste (CCO), importante no transporte de calor e sal do equador para o polo sul. As CCO são caracterizadas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao largo de margens continentais. No entanto, a CB é descrita na literatura como uma corrente de contorno oeste fraca quando comparada à sua análoga no hemisfério norte, a Corrente do Golfo

(CG), em relação ao transporte de volume (SILVEIRA *et al.*, 2000). A hipótese de STOMMEL (1965) para explicar esta diferença é de que no caso da CG as componentes termohalina e a gerada pelo vento possuem mesmo sentido, havendo uma soma e consequente aumento de transporte, enquanto no Atlântico Sul, os sentidos dessas componentes são opostos.

A CB ocupa os primeiros 500 metros da coluna d'água, e flui para sul. Em relação às massas d'água, a CB é descrita geralmente como composta pela Água Tropical (AT) entre a superfície e 200 m e Água central do Atlântico Sul (ACAS) entre 200 e 400 m (MANO, 2007; SILVEIRA *et al.*, 2000). Abaixo da CB, a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) flui para norte até cerca de 1.200 metros de profundidade transportando a Água Intermediária Antártica (AIA) (STRAMMA; ENGLAND, 1999). Sob a CCI, a Corrente de Contorno Profunda (CCP) transporta a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), e flui para sul ao longo do contorno oeste até a latitude de 32° S (SILVEIRA, 2007).

Ao largo da região sudeste, há uma intensa atividade de mesoescala, com meandros e vórtices sendo observados, principalmente entre Vitória (20° S) e o Cabo de Santa Marta (28° S), com formação de meandros e vórtices em Vitória, Cabo de São Tomé e Cabo Frio (CALADO, 2006; SILVEIRA, 2007).

MASCARENHAS *et al.* (1971) foram os primeiros a descrever os meandramentos e vórtices da CB ao largo do sudeste brasileiro, identificando estruturas ciclônicas e anticiclônicas na região ao largo de Cabo Frio a partir de mapas de topografia dinâmica. SIGNORINI (1978) descreveu um padrão meandrante da CB e presença de um vórtice com aproximadamente 100 km de raio e 500 m de extensão vertical a partir de dados hidrográficos.

Segundo SILVEIRA (2007), o cisalhamento vertical entre a CCI e a CB, que fluem em direções opostas é responsável pela instabilidade baroclínica na região, o que ocasiona o crescimento da amplitude dos meandramentos, com 75-80% da velocidade total dos vórtices atribuída à componente baroclínica. CAMPOS *et al.* (1995), credita o meandrante na região à abrupta mudança da orientação da costa e ao gradiente de topografia de fundo gerado. Segundo estes autores, com a mudança da orientação nordeste-sudoeste para leste-oeste da costa a partir de Cabo Frio, a corrente continua por inércia a se movimentar para sul, atingindo regiões de maiores profundidades e adquirindo vorticidade relativa negativa (ciclônica). Conforme flui em direção à

plataforma continental e atinge menores profundidades, a corrente adquire vorticidade relativa positiva (anticiclônica). A continuidade deste processo ao longo do escoamento da CB confere a esta feição a sua assinatura meandrante, como uma onda de vorticidade topográfica barotrópica.

Outra hipótese, levantada por CALADO (2006), é de que o processo de formação dos meandramentos da CB se inicia no Banco de Abrolhos (19° S) e na Cadeia Vitória-Trindade (20°S), originando um trem de ondas, com o Vórtice de Vitória, Vórtice de Cabo de São Tomé e Vórtice de Cabo Frio, fazendo parte do mesmo processo de formação.

Alguns autores destacam também um processo de subdivisão do Giro Subtropical do Atlântico Sul em duas células de recirculação, ambas com giro anticiclônico. VIANNA e MENEZES (2005) identificaram, a partir de dados de topografia dinâmica, essas células centradas em 23° S e 30° S. Segundo MATTOS (2006), parte do fluxo da CB se separa do contorno oeste em torno de 27°S, caracterizando a Contra Corrente Subtropical do Atlântico Sul (CCST-AS), como o ramo sul da célula de recirculação superior do Giro Subtropical (Figura 3-3).

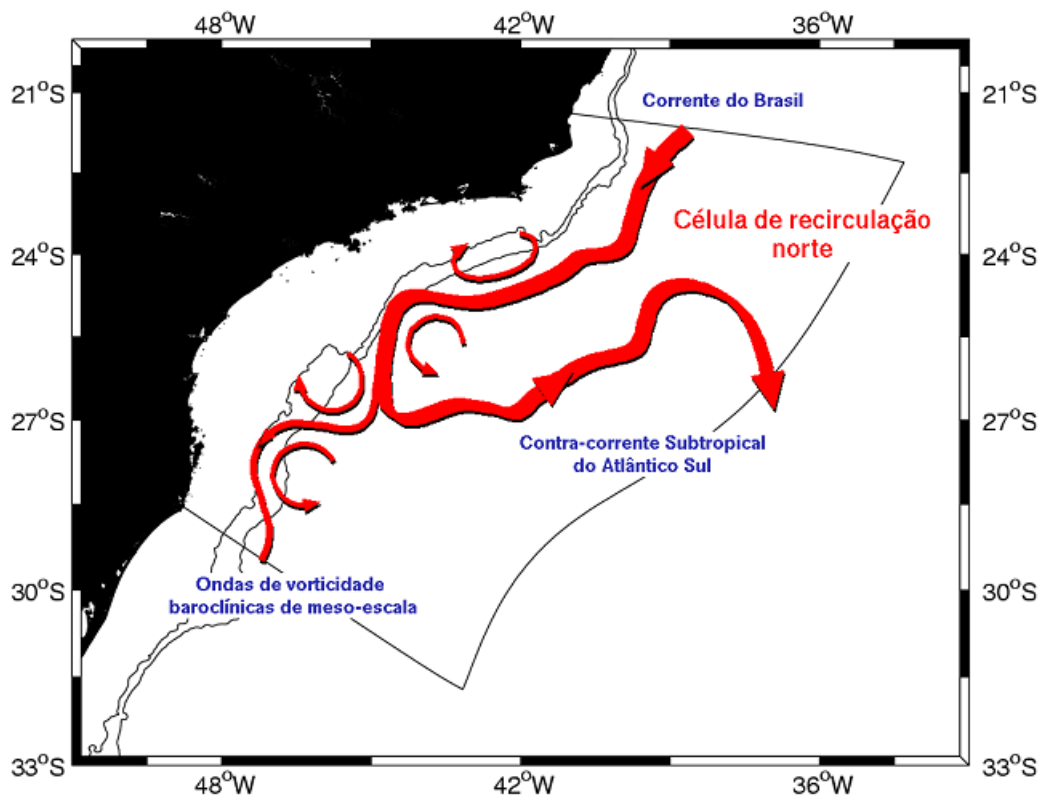


Figura 3-3: Representação esquemática da recirculação do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Retirado de MATTOS (2006).

Sobre a plataforma continental da região de estudo, destaca-se a presença de ressurgência costeira na região de Arraial do Cabo – RJ. Os ventos predominantes de nordeste, formados pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), e a mudança de orientação da linha de costa de norte-sul para leste-oeste, contribuem para a ocorrência da ressurgência na região (MASCARENHAS *et al.*, 1971; VALENTIN *et al.* 1987; ODA, 1997; RODRIGUES e LORENZZETTI, 2001). No caso de Arraial do Cabo, a ACAS aflora em superfície, e a disponibilidade dessa massa d'água em camadas mais rasas da plataforma continental ao largo de Cabo Frio é outro fator importante para que o mecanismo de ressurgência possa ocorrer na região (TORRES JR., 1995).

Ainda na região da plataforma continental, outro processo presente na região de estudo é a Corrente Costeira do Brasil (CCB), descrita por SOUZA e ROBINSON (2004) como uma pluma de água fria que flui em direção ao norte até a latitude de 24°S entre abril e agosto.

A Figura 3-4 apresenta os principais processos que ocorrem na costa sudeste brasileira.

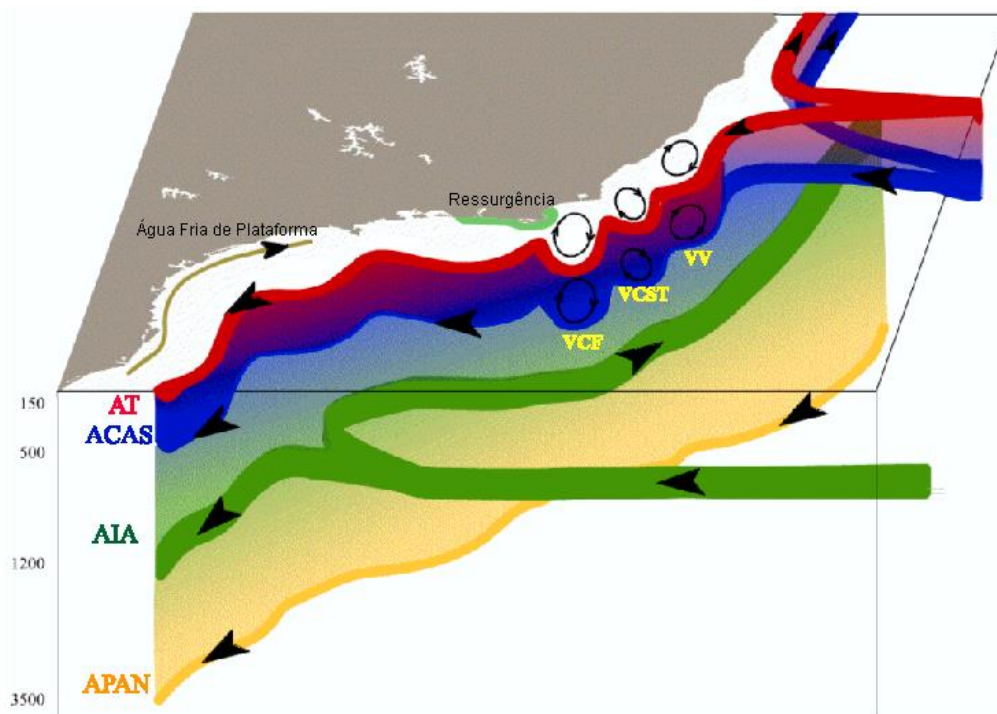


Figura 3-4: Representação esquemática do Sistema Corrente do Brasil, e dos principais fenômenos envolvidos na região da costa sudeste brasileira. Retirado de Godoi (2005).

4. Metodologia

A seguir são apresentadas as configurações adotadas no modelo (item 4.1), uma descrição das observações (item 4.2), tanto assimiladas quanto as usadas para avaliação e as métricas de comparação utilizadas (item 4.3).

4.1 Configurações do modelo

Foram utilizadas as rodadas FREERUN e DA12 desenvolvidas em FRAGOSO *et al.* (2016), sendo a primeira uma rodada livre e a segunda uma rodada com assimilação de dados 4DVAR, que contemplam originalmente o período de 1° de março de 2013 até 1° de março de 2014. O domínio do modelo vai de 49° W a 30° W de longitude e de 15° S a 30° S de latitude com uma resolução horizontal de 1/12° e 40 níveis verticais. O domínio consta com três contornos abertos (norte, sul e leste) e o contorno oeste fechado pela costa.

As simulações utilizam a formulação *primal* com restrição forte (IS4DVAR). O modelo foi executado sequencialmente usando janelas de assimilação de dados (ciclos) que abrangem o período de análise de sete dias. Para cada janela de assimilação (exceto para a primeira janela onde a condição inicial é obtida pelo modelo livre), a condição de *background* inicial \mathbf{x}_b é obtida pela circulação *posterior* estimada \mathbf{x}_a no final da janela anterior. Forçantes de superfície de *background* (\mathbf{f}_b) são provenientes dos dados atmosféricos das Reanálises 2 do NCEP (*National Center for Environmental Predictions*) (KANAMITSU *et al.* 2002) e as condições de contorno de *background* (\mathbf{b}_b) são provenientes do modelo global *MyOcean* e consistem em médias diárias com resolução espacial de 1/12° para as variáveis de temperatura, salinidade, altura da superfície do mar e campos de velocidade. Os incrementos de forçantes superficiais e condições de contorno, $\delta\mathbf{f}(t)$ e $\delta\mathbf{b}(t)$, foram computados diariamente e interpolados a cada passo de tempo do modelo.

Foram utilizados para a assimilação 2 *outer loops*, cada um com 10 *inner loops*. Esta escolha foi resultante de uma avaliação entre o custo computacional e o nível de convergência alcançado pelo algoritmo de minimização.

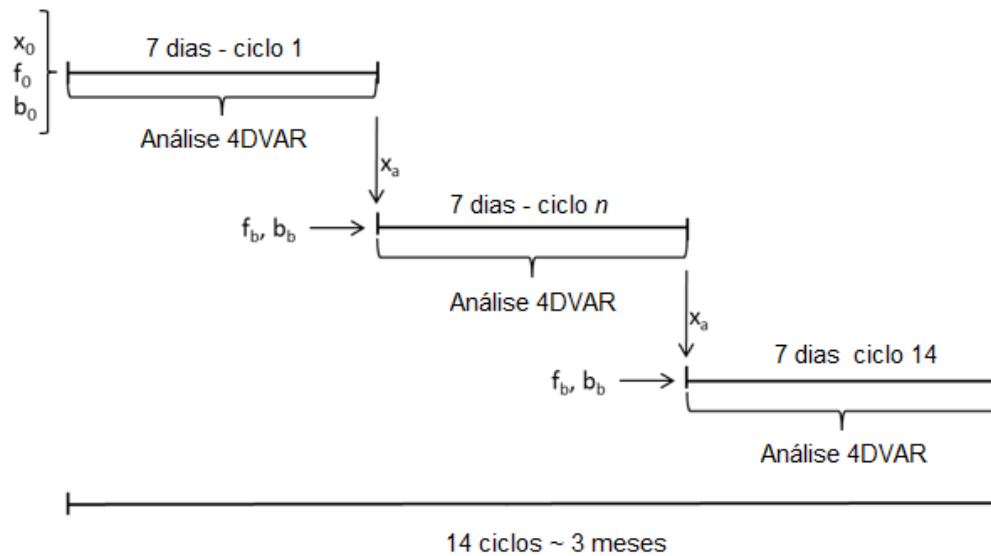


Figura 4-1: Esquema de assimilação IS4DVAR das simulações do presente estudo.

Adaptado de FRAGOSO *et al.* (2016).

A partir das simulações descritas em FRAGOSO *et al.* (2016), foi feita uma nova rodada assimilativa com alterações no desvio padrão aplicado na matriz de covariância dos erros de *background*. Na Tabela 4-1 é apresentada a nomenclatura das rodadas assimilativas utilizadas no presente estudo.

Os campos de desvio padrão do erro de *background* são calculados para cada uma das matrizes que constituem a matriz de covariância dos erros de *background*, B , sendo portanto uma matriz de desvio padrão de cada variável para as condições iniciais, para as condições de contorno laterais e para as forçantes. Na simulação DA12, do trabalho de FRAGOSO *et al.* (2016), as matrizes de desvio padrão do erro das condições iniciais e das condições de contorno foram calculadas a partir de uma rodada livre (FREERUN), sem assimilação de dados e são compostas pelos desvios padrão médios mensais para cada ponto de grade do modelo e cada variável (temperatura, salinidade, elevação da superfície do mar e componentes da velocidade). Para as forçantes atmosféricas, os campos de desvio padrão do erro foram calculados a partir dos dados das Reanálises do NCEP – R2.

Na simulação DA12 STD, do presente estudo, o desvio padrão do erro de *background* também foi calculado mensalmente, porém o cálculo para as condições iniciais e condições de contorno foram feitos a partir das soluções prévias (*prior*) de uma rodada assimilativa (DA12). Como campos de desvio padrão das forçantes, foram mantidos os mesmos usados em FRAGOSO *et al.* (2016), provenientes do NCEP – R2.

Tabela 4-1: Identificação das simulações assimilativas.

Nome	Descrição
DA12	Desvio padrão mensal, calculado a partir de rodada livre para as condições de contorno e iniciais
DA12 STD	Desvio padrão mensal, calculado a partir de rodada com assimilação de dados (DA12) para as condições de contorno e iniciais

Já para a matriz de covariância dos erros das observações, R , os elementos são derivados de diversas fontes de erro, entre elas: erros dos instrumentos, representação errônea associada a processos não resolvidos pela física do modelo, erros de interpolação e erros de representatividade (FRAGOSO *et al.*, 2016). Os erros observacionais adotados foram baseados na literatura (BROQUET *et al.*, 2009a,b; ZHANG *et al.*, 2010; BROQUET *et al.*, 2011; ARANGO *et al.*, 2011; MOORE *et al.*, 2012; JANECOVIC *et al.*, 2013; CHEN *et al.*, 2014) e foram de 2 cm para a altura da superfície do mar (ASM) de acordo com a precisão usual de medições altimétricas, 0,4 °C para a temperatura da superfície do mar (TSM) e de 0,1 °C e 0,05 para os dados hidrográficos de temperatura e salinidade, respectivamente.

A simulação DA12 STD se limita ao período de 1º de março de 2013 até 7 de junho de 2013, totalizando 14 ciclos de 7 dias. Este período foi escolhido para avaliar a influência das alterações na matriz de covariância na representação de um evento de formação do Vórtice de Cabo Frio no mês de maio de 2013. A ocorrência deste vórtice foi acompanhada por dois derivadores do Projeto Azul, utilizados para avaliação dos modelos, e por um *glider*, também do Projeto Azul, que cruzou o vórtice neste período e cujas informações foram assimiladas pelo modelo.

4.2 Observações /Conjunto de dados

A seguir são apresentadas as observações utilizadas no presente estudo, sendo as observações assimiladas no modelo apresentadas no item 4.2.1 e as observações independentes, usadas apenas para avaliação do modelo, apresentadas no item 4.2.2.

4.2.1 Observações assimiladas

Foram assimiladas no modelo observações de sensoriamento remoto e de medições *in situ*. Os dados de sensoriamento remoto foram Temperatura da Superfície do Mar (TSM) diária com 0,1° de resolução AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) do projeto POES (*Polar Operational Environmental Satellites*) e Altura da Superfície do Mar (ASM) diária da topografia dinâmica média com 0,3° de resolução (AVISO, 1996).

Entre as observações *in situ* estão dados hidrográficos de temperatura e salinidade de perfiladores ARGO de duas fontes: do Projeto Azul e do Projeto EN3 (INGLEBY e HUDDLESTON, 2007) da UK Met-Office, além de dados hidrográficos de *seagliders* também do Projeto Azul. A quantidade total de observações assimiladas entre o período de 1° de março a 7 de junho de 2013 é apresentado

Tabela 4-2: Número total de informações assimiladas pelo modelo por tipo de observação.

ASM	TSM	Salinidade		Temperatura	
		EN3	AZUL	EN3	AZUL
373.380	260.319	4.535	9.033	6.405	9.934

As fontes de observações *in situ* são descritas a seguir.

4.2.1.1 Perfiladores ARGO

Perfiladores são equipamentos que derivam nos oceanos e realizam perfilagens da coluna d'água, conseguindo alcançar até 2.000 m de profundidade. Os perfiladores utilizados no Projeto Azul medem sua posição e são dotados de um CTD (*Conductivity Temperature Depth*), medindo portanto temperatura e salinidade. Os dados de posição dos perfiladores são obtidos por GPS e transmitidos, junto com os dados de temperatura e salinidade, via IRIDIUM (BOECHAT, 2015).

Uma missão de um perfilador consiste, primeiramente, na descida até uma profundidade definida como *parking depth*, onde este permanece por um tempo definido pelo usuário e posteriormente desce mais, até a profundidade definida como *profile depth* para então subir até a superfície. Dados de temperatura e salinidade são medidos

continuamente, tanto na descida e subida do equipamento, como durante a permanência no *parking depth* (ARGO, 2015).

A figura a seguir apresenta um esquema de como os perfiladores atuam na coluna d'água.

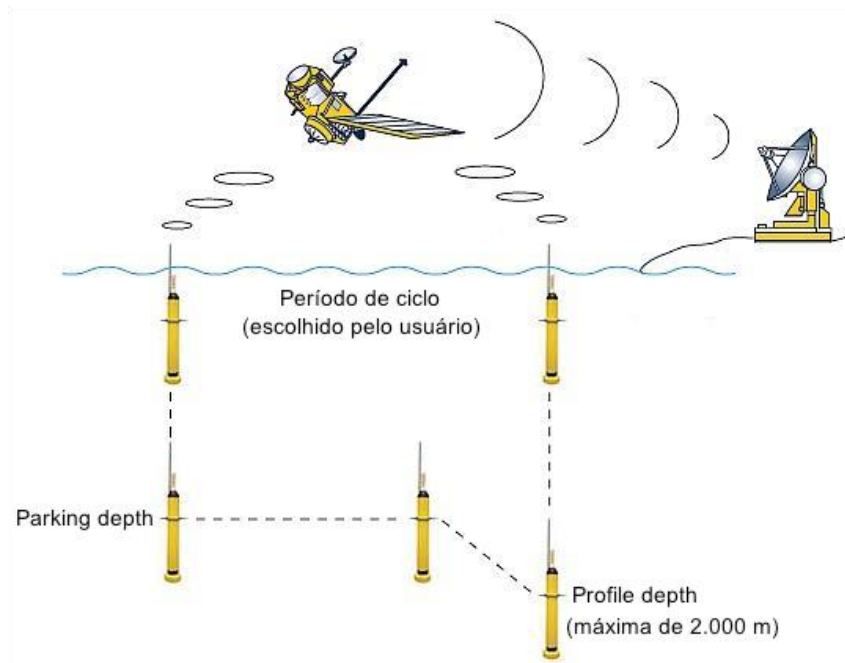


Figura 4-2: Desenho esquemático do comportamento dos perfiladores na coluna d'água.

Retirado de BOECHAT (2015).

4.2.1.2 *Seagliders*

Os *gliders* são veículos autônomos submersíveis programáveis. O princípio de coleta de dados desses robôs é a obtenção de perfis em trajetos predeterminados, podendo recolher informações tanto de águas profundas, bem como em superfície (IOOS, 2019).

No Projeto Azul foram utilizados *gliders* do modelo *Seaglider*, desenvolvido na Universidade de Washington e depois produzido e comercializado pela *iRobot* e atualmente pela *Kongsberg Underwater Technology Inc.*

O *Seaglider* pode operar de 50 a 1.000 m de profundidade e cobrir distâncias horizontais de até 6.000 km. Possuem autonomia de bateria para permanecerem no oceano por meses sem necessidade de manutenção, e sendo comandados remotamente, por telemetria IRIDIUM (ERIKSEN *et al.*, 2001; HÁTÚN *et al.*, 2007). Entre os dados coletados, podem estar incluídos temperatura, oxigênio dissolvido, turbidez, clorofila, condutividade (da qual pode ser obtida a salinidade), matéria orgânica dissolvida, entre

outros, dependendo do tipo de sensor com o qual ele estiver equipado. É operado remotamente a partir de linhas de comando e transmite os dados de cada mergulho através de sua antena quando emerge à superfície.

Considerando que missões oceanográficas tem duração baixa, e dependem de navios e tripulação, além de realizarem coletas pontuais, a utilização de *gliders* para o monitoramento constante e transmissão quase simultânea à coleta de dados é um grande avanço para o estudo de áreas de difícil acesso ou que necessitam análises durante meses sem pausa (ERIKSEN *et al.*, 2001).

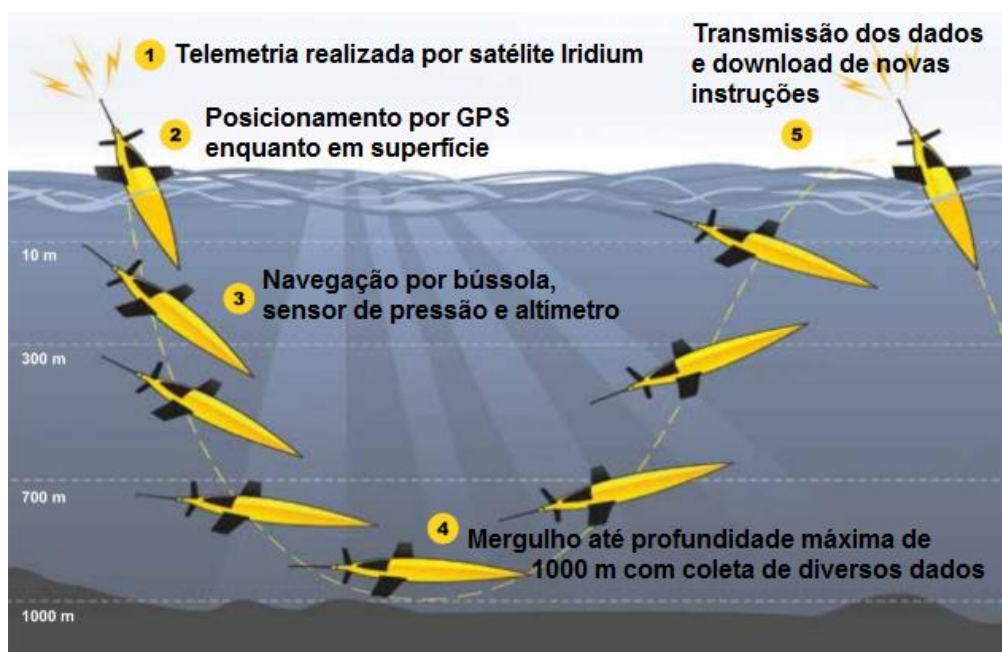


Figura 4-3: Desenho esquemático do comportamento do *seaglider* na coluna d'água.

Adaptado de EKELUND (2013).

Aplicações dos dados provenientes dos *Seagliders* do Projeto Azul podem ser encontradas em BOECHAT (2015), BERGMAN (2015), DOS SANTOS *et al.* (2015) e FRAGOSO *et al.* (2016).

Entre as vantagens desse tipo de equipamento para a assimilação de dados, frente aos demais equipamentos que realizam a coleta de dados *in situ* ao longo da coluna d'água (perfiladores), está o fato de que com o *glider* é possível direcionar e concentrar a amostragem em determinada região de interesse. No caso dos *seagliders* do Projeto Azul, os dados foram continuamente coletados entre 2013 e 2015 ao longo da radial indicada

na Figura 4-4, denominada transecto Maricá. O posicionamento desta radial teve como estratégia fornecer subsídios para estudos de comportamento do VCF e de meandramentos da CB (DOS SANTOS *et al.*, 2015). Conseqüentemente, a assimilação deste dado tem maior potencial de contribuir positivamente na representação deste fenômeno.

A radial é percorrida pelo equipamento em torno de 5 dias, permitindo suposições quase sinóticas (DOS SANTOS *et al.*, 2015).

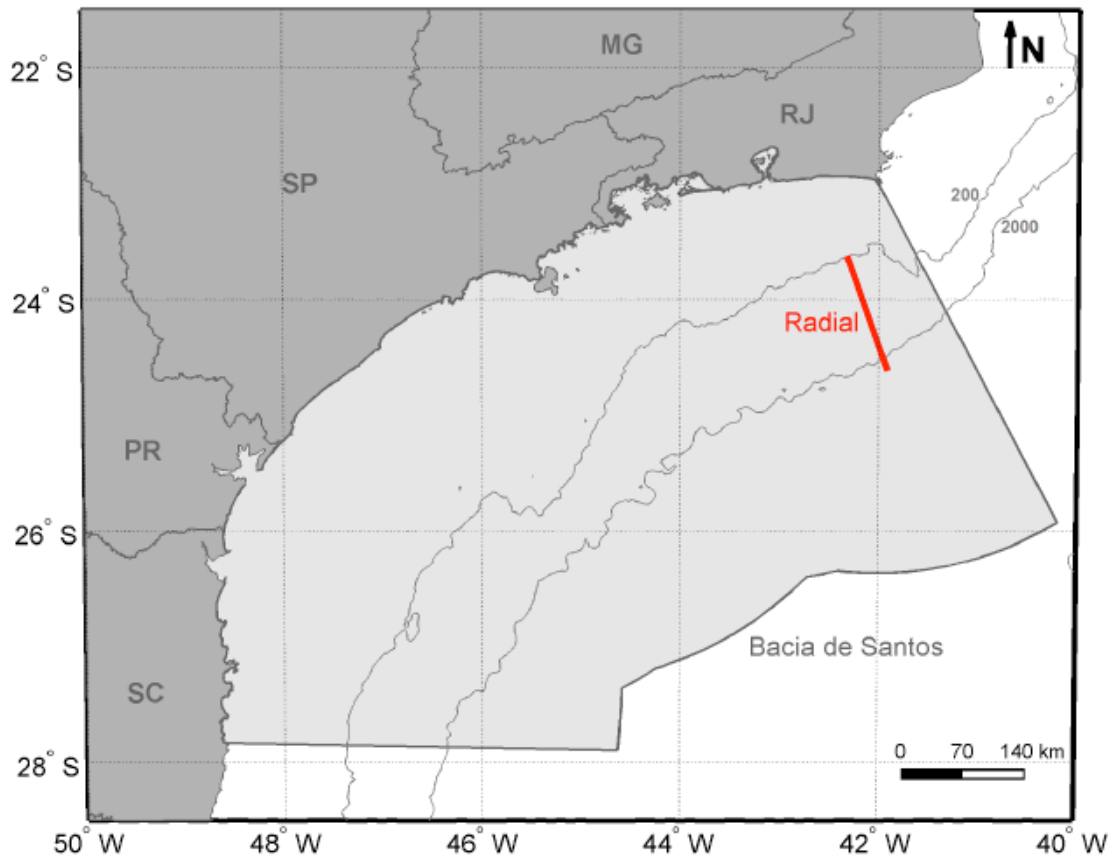


Figura 4-4: Localização da radial de amostragem do *seaglider* do Projeto Azul denominada como transecto Maricá.

4.2.2 Observações independentes

Para avaliação dos modelos, foram usadas observações não assimiladas. Estas observações independentes consistem de observações de sensoriamento remoto de temperatura da superfície do mar (TSM) do JPL-MUR (*Jet Propulsion Laboratory's*

Multiscale Ultra-high Resolution) e dados *in situ* de temperatura e velocidade de derivadores SVP do Projeto Azul.

O produto TSM do JPL-MUR é uma composição global diária produzido pela combinação de observações de satélite infravermelho (~ 1km) e microondas (~ 25km) e interpola a imagem de 8 satélites (CHIN *et al.*, 2010).

Os derivadores utilizados no Projeto Azul e os filtros aplicados para controle de qualidade e comparação com o modelo são apresentados a seguir.

4.2.2.1 Derivadores

Para avaliação do modelo, foram considerados oito derivadores do Projeto Azul lançados no período das simulações. Todos os derivadores usados são do tipo SVP-WOCE (*Surface Velocity Programme - World Ocean Circulation Experiment*) e seguem o desenho proposto por SYBRANDY e NIILER (1992). Este tipo de derivador possui uma boia de superfície e uma vela acoplada, de forma que seu centro de massa se posiciona em torno de 15 metros de profundidade. Com isto, o deslocamento deste tipo de derivador ocorre em função principalmente das correntes superficiais, com redução dos efeitos de ventos, ondas e turbulência de pequena escala (CERRONE, 2010). Na Figura 4-5 a seguir é apresentado um desenho esquemático de um derivador SVP-WOCE.

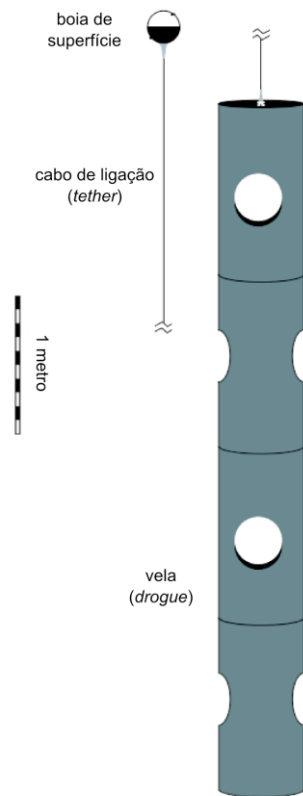


Figura 4-5: Derivador SVP-WOCE. Retirado de CERRONE (2010).

Aos dados dos derivadores, foi aplicado um filtro do tipo *forward x backward* (HANSEN e POULIN, 1996) como controle de qualidade. Para comparação com os dados do modelo, foi aplicado ainda um filtro *Blackman* de baixa frequência com uma janela de 45 horas como feito por BERTI *et al.* (2011) e FRAGOSO *et al.* (2016) para derivadores do tipo SVP na mesma região, no segundo caso para os mesmos derivadores do presente estudo. Este procedimento tem como objetivo remover os processos de alta frequência e pequena escala que não são resolvidos pelo modelo.

4.3 Métricas de comparação

Para avaliação do modelo em relação às observações dependentes (assimiladas pelo modelo) e independentes (não assimiladas), foram consideradas as seguintes métricas: o *bias* do erro (ε_b), apresentado na Equação 4.1, a raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE – *Root Mean Square Error*), apresentada na Equação 4.2, e o J_{FIT} (NGODOCK *et al.*, 2015), apresentado na Equação 4.3. O *bias* permite observar se o

modelo subestima ou superestima a variável observada e o RMSE reflete a magnitude do erro. O J_{FIT} avalia a magnitude do erro em relação ao erro prescrito para as observações.

$$\varepsilon_b = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i^m - y_i^o)^2 \quad (4.1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i^m - y_i^o)^2} \quad (4.2)$$

$$J_{FIT} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{y_i^m - y_i^o}{e_i^o} \right| \quad (4.3)$$

Onde n é o número de observações, y_i^m é a variável modelada, y_i^o é a variável observada e e_i^o é o erro observacional.

Para avaliação da significância das diferenças de RMSE entre as duas simulações, foram aplicados testes de hipótese considerando distribuição t de Student para comparação de médias de amostras dependentes pareadas. Como hipótese nula, H_0 , foi considerado $\mu_d = \mu_1 - \mu_2 = 0$, sendo μ_1 e μ_2 as médias populacionais dos erros das simulações a serem comparadas. Como hipótese alternativa a ser testada, H_1 , foi considerado $\mu_d = \mu_1 - \mu_2 \neq 0$, sendo, portanto, um teste bilateral. A variável de teste t_{n-1} foi calculada de acordo com a Equação 4.4:

$$t_{n-1} = \frac{\bar{d}}{s_d/\sqrt{n}} \quad (4.4)$$

Sendo d a diferença entre as duas simulações ($d = x_{DA12} - x_{DA12 STD}$) e n o tamanho amostral, temos o desvio s_d calculado de acordo com a Equação 4.5.

$$s_d = \sqrt{\frac{\sum d_i^2 - [(\sum d_i)^2/n]}{n-1}} \quad (4.5)$$

A hipótese nula H_0 foi rejeitada nos casos em que $|t_{n-1}| > t_c$, com t_c sendo o valor crítico da tabela t de Student para nível de significância de 5% ($\alpha=0,05$), de forma que $.P(t_{n-1} < t_c) = \alpha/2$ ou $P(t_{n-1} > t_c) = \alpha/2$.

5. Resultados

A avaliação dos resultados leva em consideração todo o domínio de modelagem, mas terá foco na região de formação do vórtice de Cabo Frio. Para avaliação serão consideradas comparações entre ambas as simulações assimilativas e destas com observações dependentes e independentes para a área de estudo.

5.1 Matriz de desvio padrão dos erros de *background*

A seguir são apresentadas as comparações dos campos de desvio padrão usados nas duas simulações para todas as variáveis. Na simulação original, o desvio foi calculado a partir de uma rodada livre, sem assimilação de dados, enquanto na simulação do presente trabalho, o desvio padrão foi calculado a partir do *prior* da rodada original, ou seja, a partir de uma rodada com assimilação de dados.

Os campos de desvio padrão das condições iniciais serão apresentados para os três meses considerados (março, abril e maio) para a temperatura, salinidade e componentes horizontais de velocidade em superfície, além da elevação da superfície livre e das componentes horizontais da velocidade integradas na coluna d'água. Todos os campos espaciais são apresentados primeiro para todo o domínio do modelo e depois para a região de formação do vórtice de Cabo Frio. Em seguida são apresentados os desvios das variáveis numa seção vertical ao longo da trajetória descrita pelo *glider* considerado nas observações assimiladas.

5.1.1 Temperatura

A seguir são apresentados os campos superficiais (Figura 5-1 e Figura 5-2) e seções verticais (Figura 5-3) para a variável temperatura.

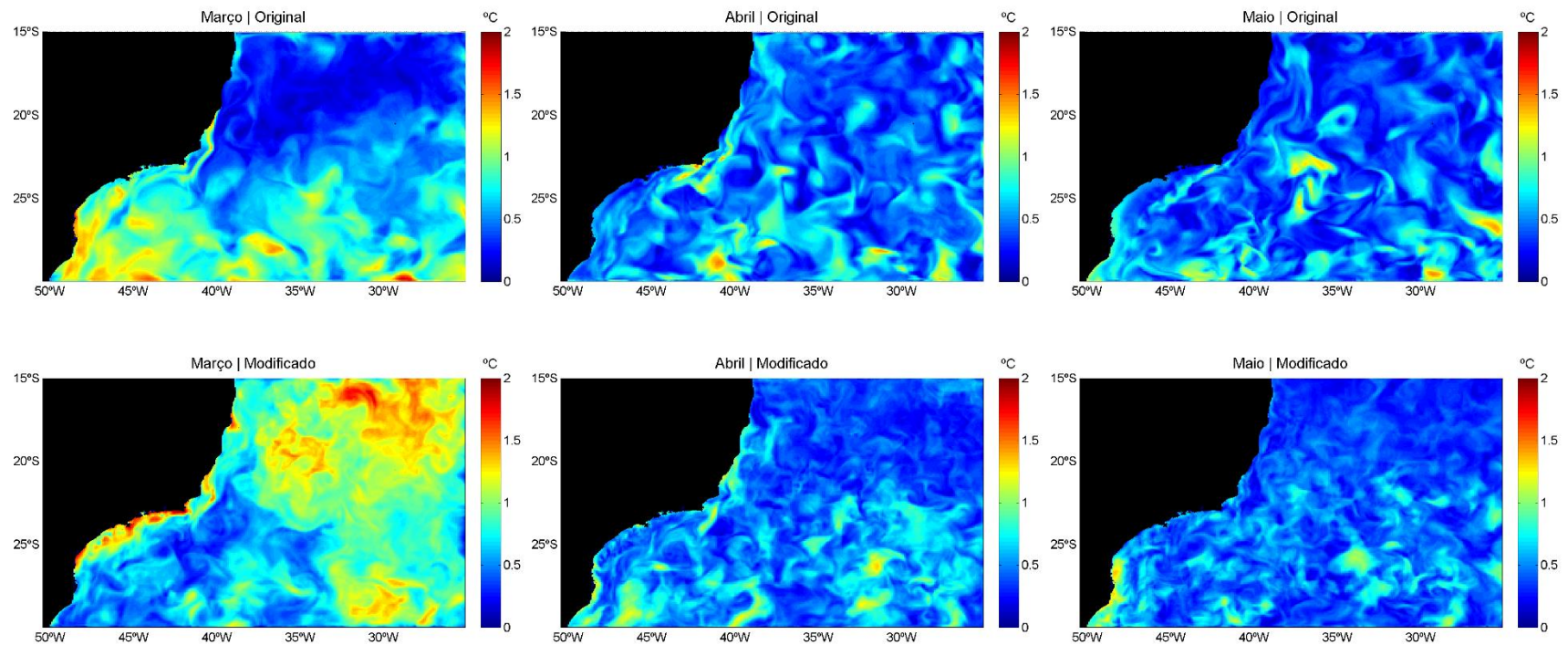


Figura 5-1: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de temperatura em superfície para os meses contemplados no experimento.

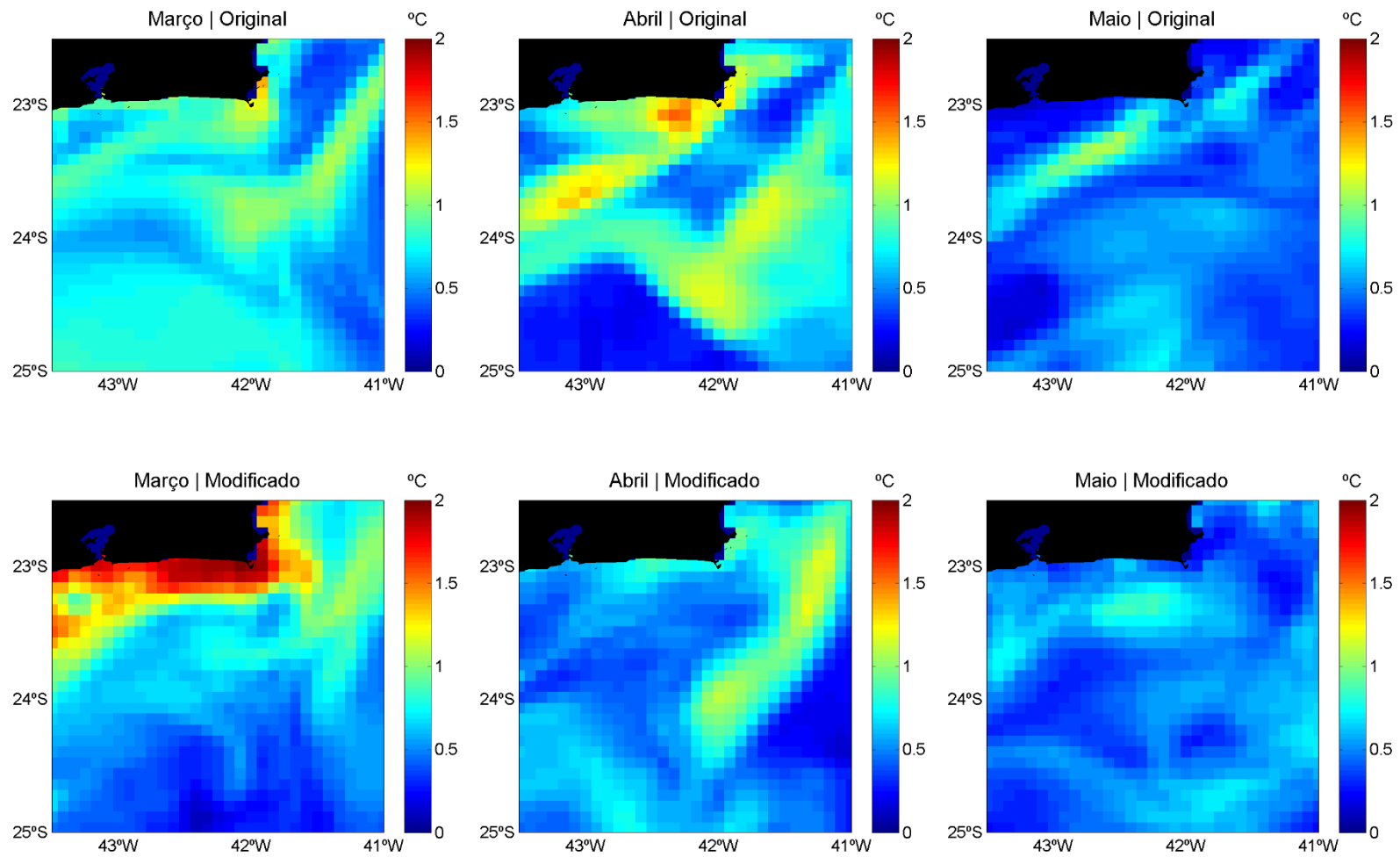


Figura 5-2: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de temperatura em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.

Temperatura

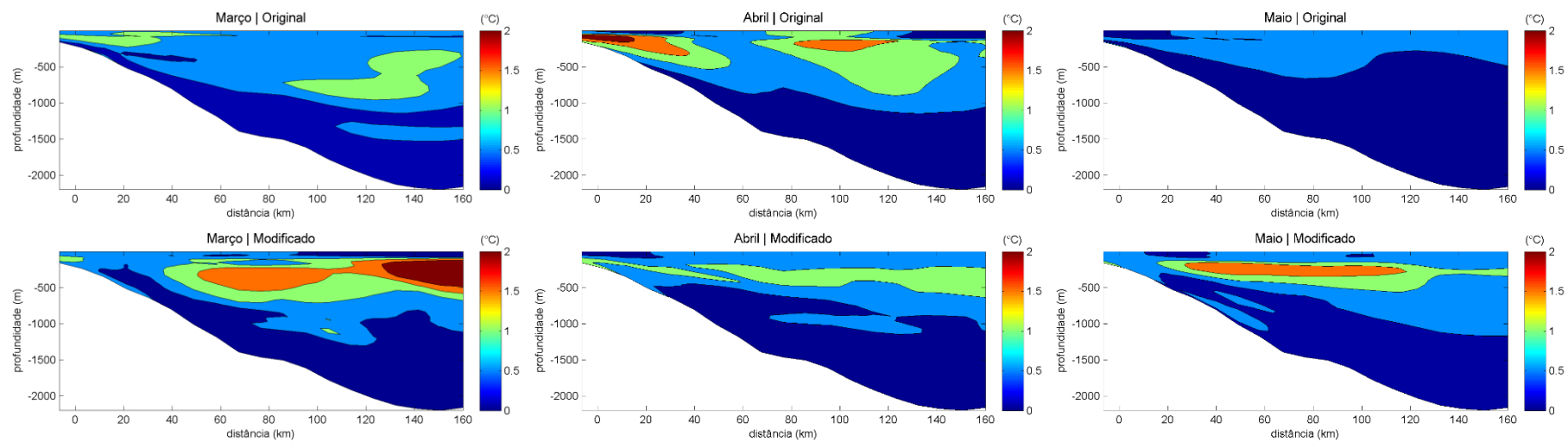


Figura 5-3: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da temperatura ao longo da radial percorrida pelo glider do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.

A temperatura é a variável que apresenta maior diferença na distribuição espacial do desvio padrão em superfície, sobretudo no mês de março. Neste primeiro mês, observa-se um padrão contrário entre as duas matrizes de desvio, com os maiores valores (chegando a até 2°C) ao norte do domínio e próximo à costa para o campo calculado a partir do *prior* da rodada assimilativa (modificado). Na região de formação do VCF, o desvio modificado em superfície para os meses de abril e maio, no entanto, é menor.

Os locais que apresentam maior desvio terão na nova rodada assimilativa maiores correções para esta variável com base nas informações das observações. Para avaliar a validade da aplicação desse novo campo de desvio padrão, é importante analisar se a rodada assimilativa na configuração padrão, isto é, com o desvio original, calculado a partir de uma rodada não assimilativa, está subestimando ou superestimando as variáveis nestes locais. Cabe ressaltar que para os dados que são assimilados de satélite, existem limitações nas proximidades da costa.

Na seção transversal onde são assimilados os dados do *seaglider*, os maiores desvios de temperatura em ambos os casos e também as maiores diferenças entre eles são observadas entre 100 e 300 metros de profundidade, em decorrência da termoclina. Nos meses de março e maio, é observado um aumento do desvio modificado para esta variável quando comparado ao desvio padrão da rodada livre (original).

Na Tabela 5-1 são apresentadas as médias dos desvios de temperatura para todo o domínio de modelagem e considerando todas as camadas verticais. Observa-se que o desvio modificado médio para todo o período de três meses é 15% maior que o desvio médio original. O mês de março, embora apresente os maiores valores de desvios e diferença na distribuição espacial, é o que apresenta a menor diferença entre a média do desvio original e o modificado (de 5,5%), enquanto os meses de abril e maio apresentam diferenças de 27% e 21%, respectivamente.

Tabela 5-1: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de *background* original e modificado para a temperatura (°C).

Período	Original	Modificado
Total	0,373	0,430
Março	0,529	0,558
Abril	0,297	0,378
Maio	0,293	0,354

5.1.2 Salinidade

A seguir são apresentados os campos superficiais (Figura 5-4 e Figura 5-5) e seções verticais (Figura 5-6) para a variável salinidade.

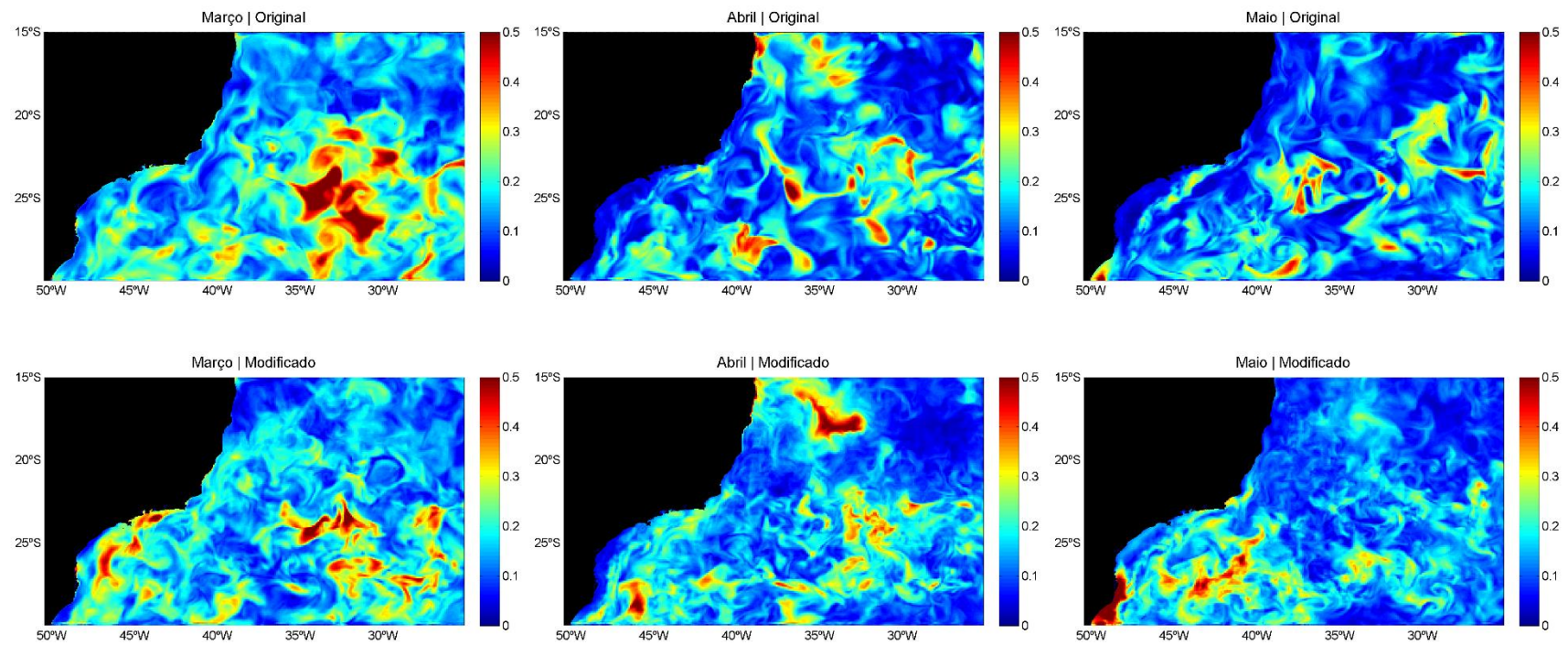


Figura 5-4: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de salinidade em superfície para os meses contemplados no experimento.

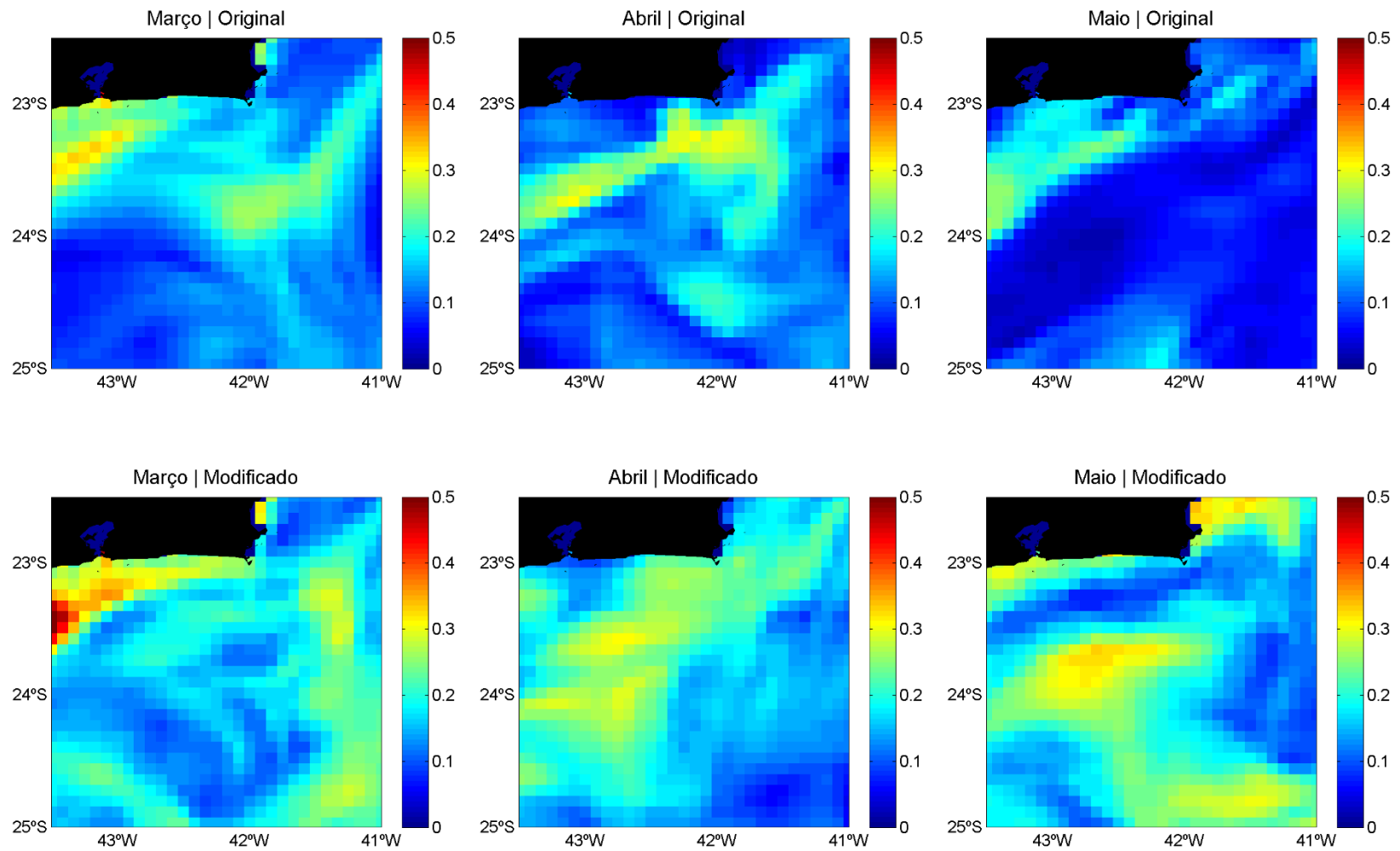


Figura 5-5: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) de salinidade em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.

Salinidade

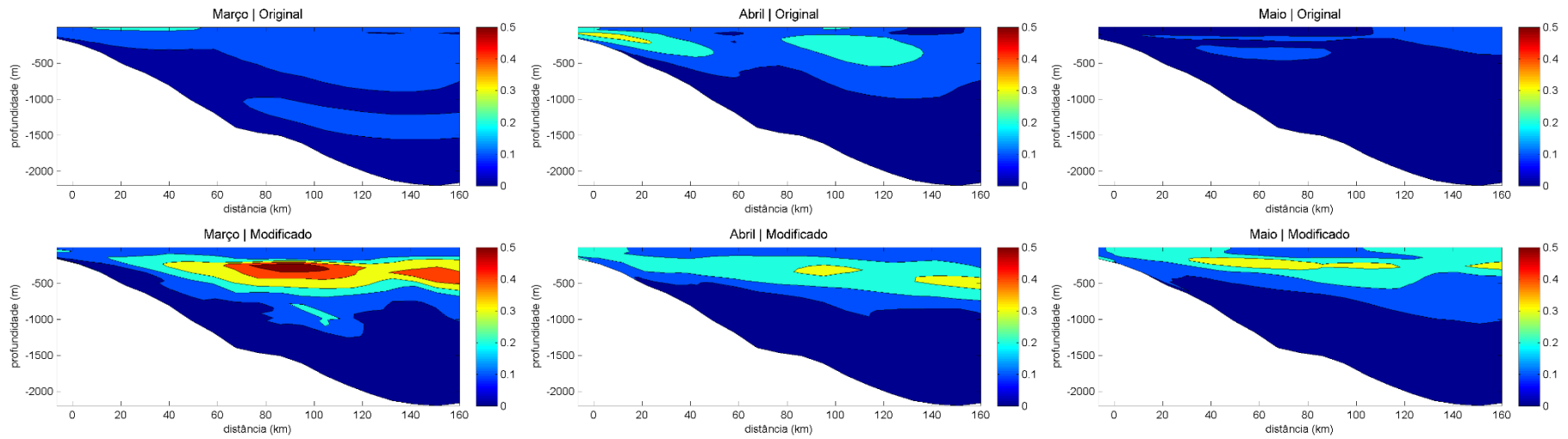


Figura 5-6: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da salinidade ao longo da radial percorrida pelo *glider* do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.

A salinidade apresenta variações no padrão de distribuição do desvio em superfície, porém na região do VCF as variações em superfície ficam em geral abaixo de 0,3. Na seção transversal onde são assimilados os dados do *seaglider*, os maiores desvios de salinidade em ambos os casos e também as maiores diferenças entre eles são observadas entre 100 e 400 metros de profundidade, com aumento do desvio modificado para esta variável quando comparado ao desvio padrão da rodada livre (original) em todos os meses ao longo desta seção.

Na Tabela 5-2 são apresentadas as médias dos desvios de temperatura para todo o domínio de modelagem e considerando todas as camadas verticais. O desvio modificado médio para todo o período de três meses é 22% maior que o desvio médio original. O mês de março, embora apresente os maiores valores de desvios, é o que apresenta a menor diferença entre as duas matrizes consideradas, com uma redução de 5% no desvio modificado. Já nos meses de abril e maio há um aumento de cerca de 45% no desvio modificado em relação ao original.

Tabela 5-2: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de *background* original e modificado para a salinidade.

Período	Original	Modificado
Total	0,073	0,089
Março	0,098	0,093
Abril	0,060	0,086
Maio	0,062	0,089

5.1.3 Altura da superfície do mar

Na Figura 5-7 e na Figura 5-8 são apresentados os resultados para a altura da superfície do mar (ASM).

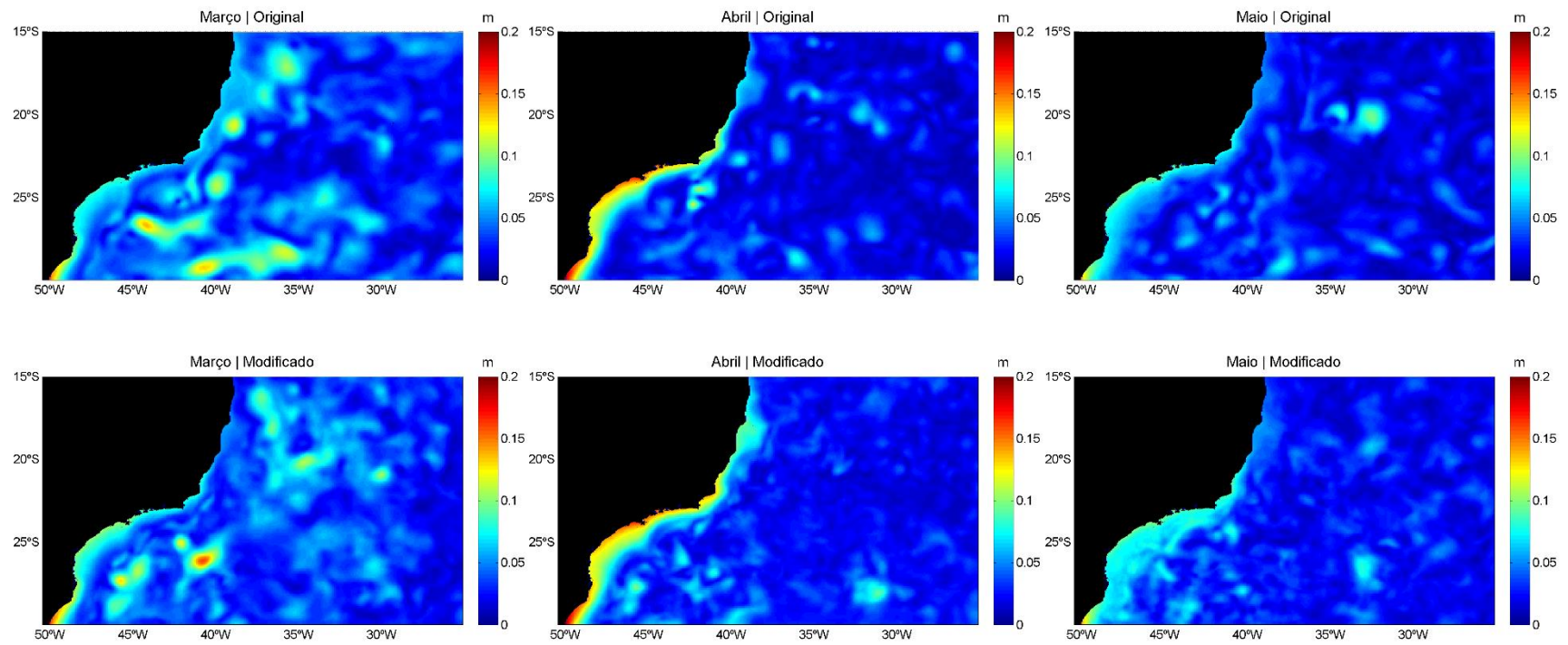


Figura 5-7: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da elevação da superfície do mar para os meses contemplados no experimento.

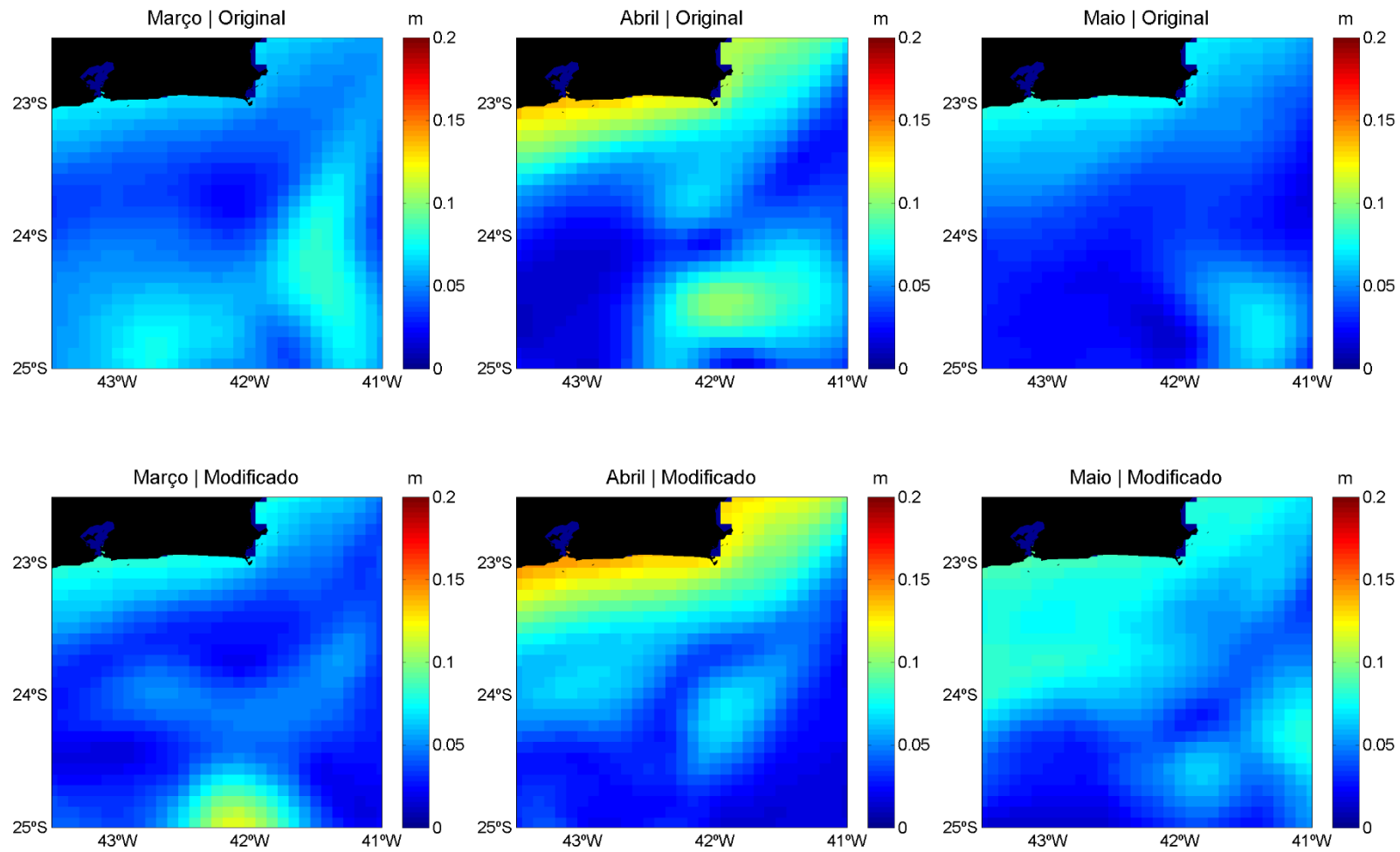


Figura 5-8: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da elevação da superfície do mar para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.

Em relação à altura da superfície do mar (ASM), observa-se que o desvio sobre a plataforma continental não apresenta muita diferença, pois os dados de ASM de satélite só foram assimilados em locais de profundidade acima de 200 metros. Na região do VCF observa-se uma diminuição do desvio no mês de abril e aumento no mês de maio.

Na Tabela 5-3 são apresentadas as médias dos desvios de temperatura para todo o domínio de modelagem. O desvio modificado médio para todo o período de três meses é 34% maior que o desvio médio original e no mês de maio chega a ser 54% maior. Ressalta-se que o mês de maio foi o período com ocorrência do vórtice de Cabo Frio, sendo um mês cuja dinâmica justifica um maior desvio padrão e cujo aumento do desvio se torna interessante na tentativa de melhora da representação das feições de mesoescala da região.

Tabela 5-3: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de *background* original e modificado para a elevação da superfície do mar (m).

Período	Original	Modificado
Total	0,026	0,034
Março	0,031	0,041
Abril	0,026	0,032
Maio	0,019	0,030

5.1.4 Velocidade

Em seguida são apresentados os resultados da matriz de desvio padrão modificada para as componentes horizontais da velocidade. Na Figura 5-9 e na Figura 5-10 são apresentados os campos superficiais para a componente zonal (u) e na Figura 5-11 e Figura 5-12 são apresentados os campos superficiais para a componente meridional (v). As seções verticais para as componentes zonal e meridional são apresentadas na Figura 5-13 e Figura 5-14, respectivamente.

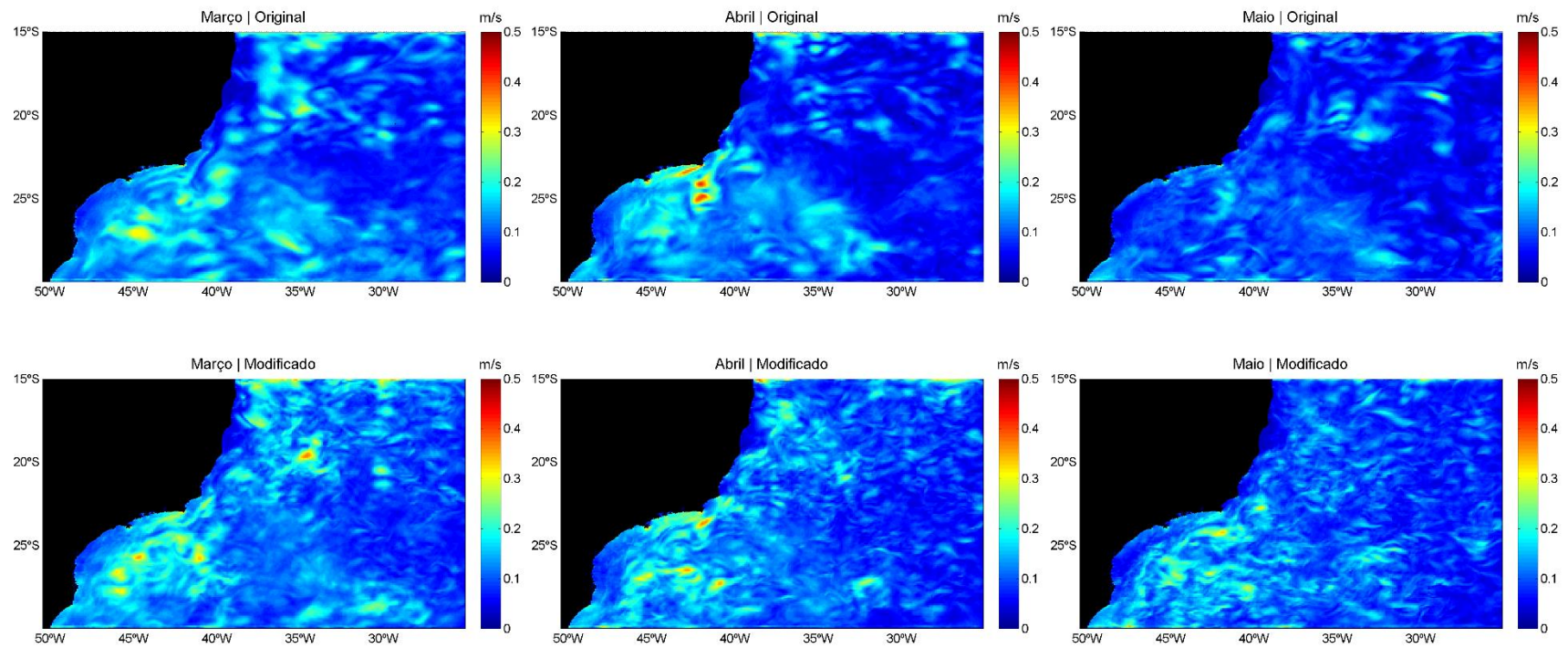


Figura 5-9: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente zonal (u) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento.

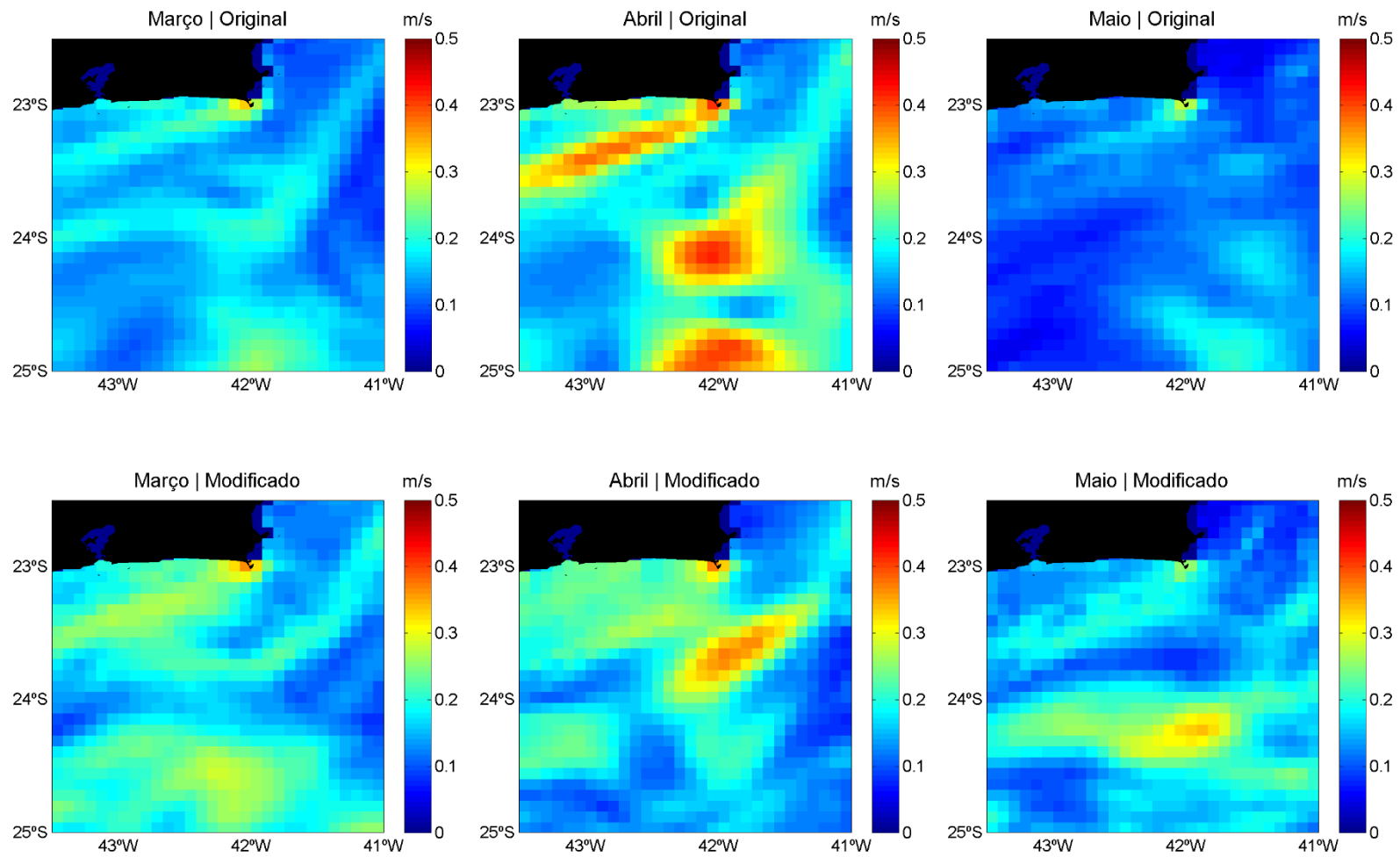


Figura 5-10: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente zonal (u) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.

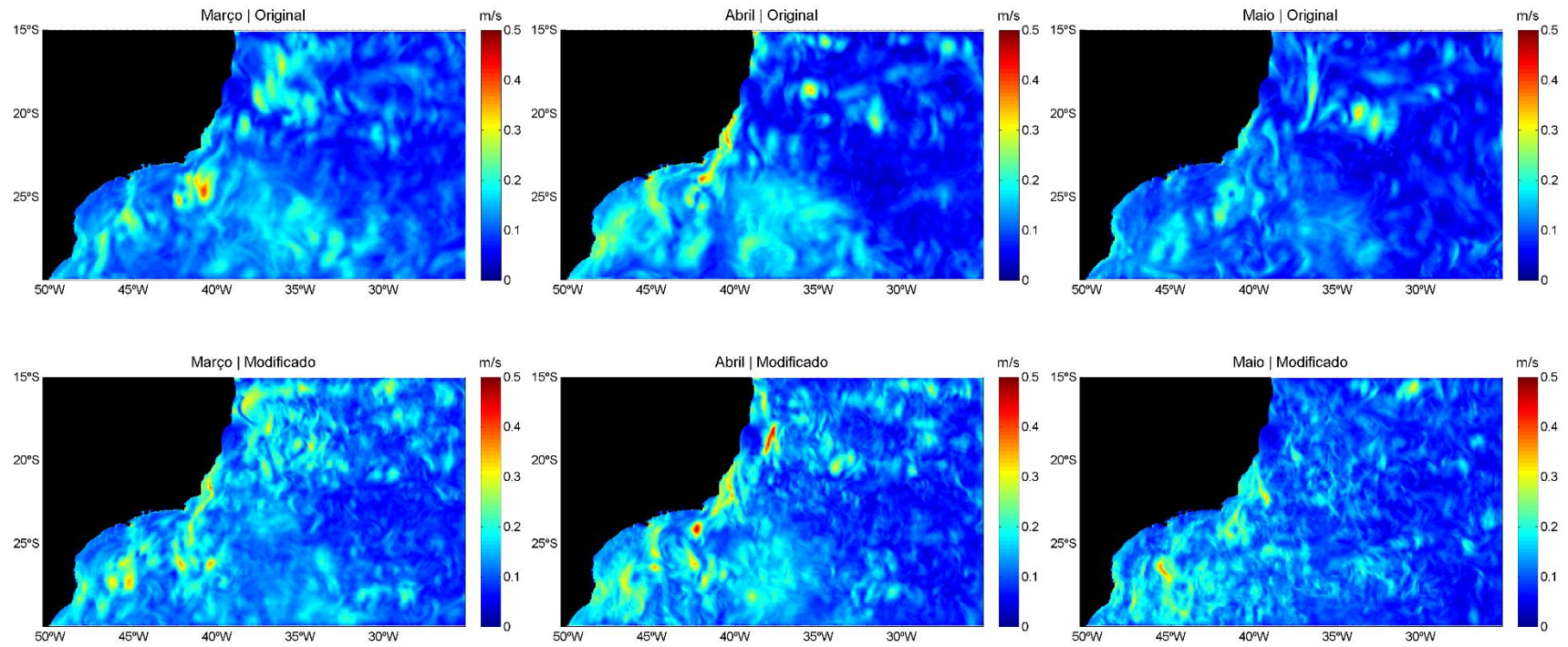


Figura 5-11: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente meridional (v) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento.

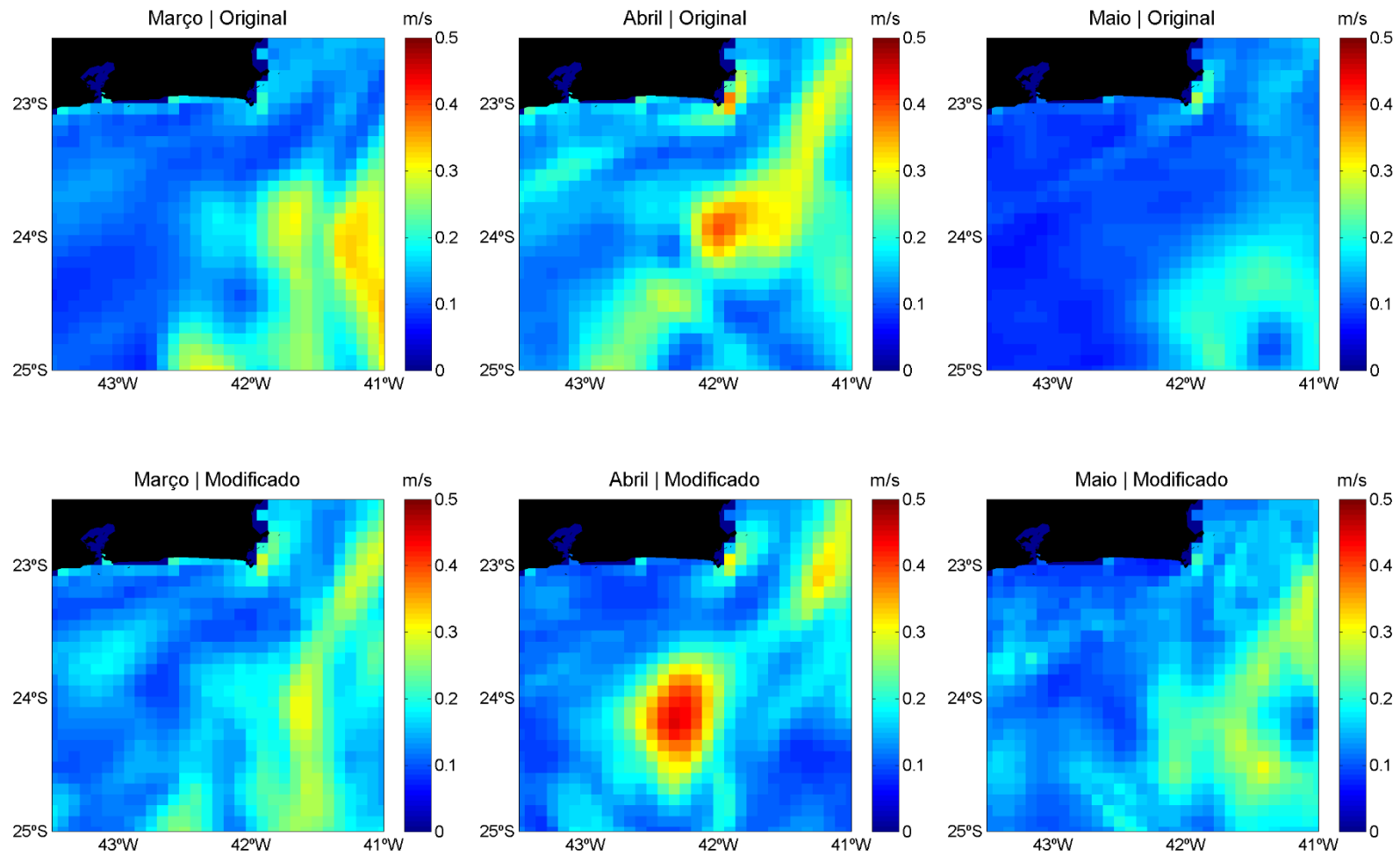


Figura 5-12: Campos de desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente meridional (v) da velocidade em superfície para os meses contemplados no experimento em detalhe para a região de formação do vórtice de Cabo Frio.

u

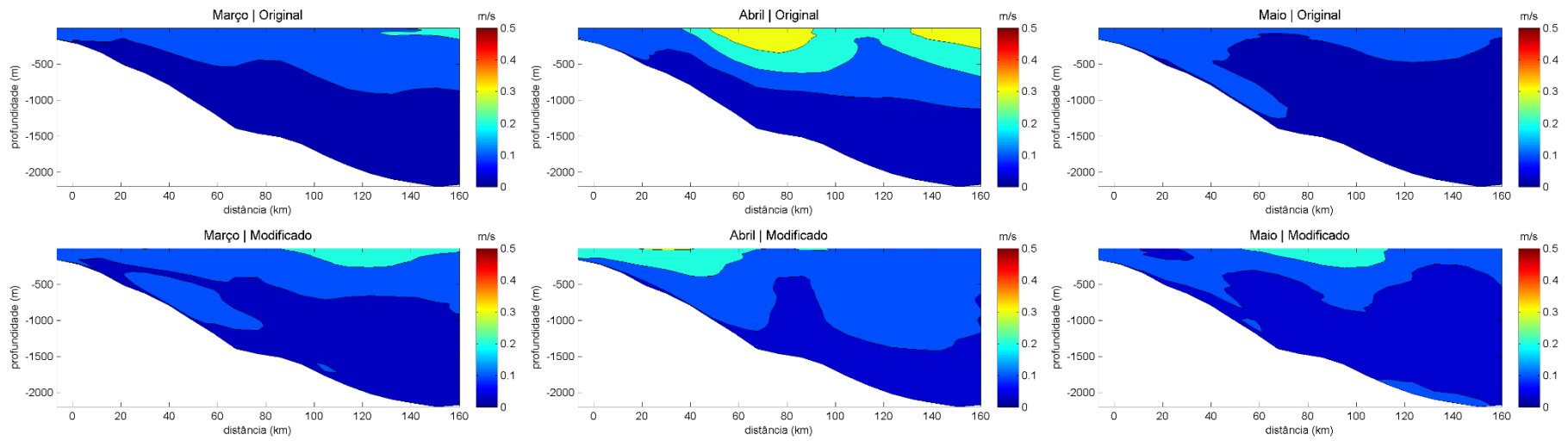


Figura 5-13: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente zonal da velocidade (u) ao longo da radial percorrida pelo *glider* do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.

V

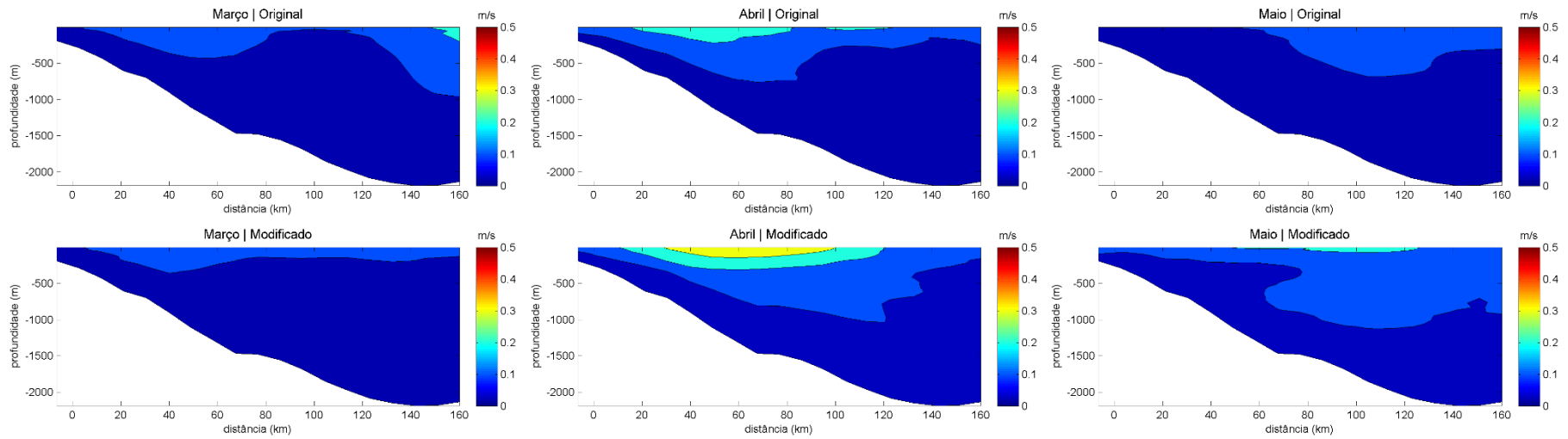


Figura 5-14: Seções verticais do desvio padrão original (superior) e modificado (inferior) da componente meridional da velocidade (v) ao longo da radial percorrida pelo *glider* do Projeto Azul, para os meses contemplados no experimento.

Para as componentes da velocidade em superfície, são observadas mudanças consideráveis no campo de desvio principalmente na região de formação do vórtice de Cabo Frio, indicando uma maior variabilidade ambiental nesta região e, permitindo assim, que o modelo com assimilação aplique correções mais expressivas para aproximar o resultado dos dados observacionais.

Para as componentes u e v da velocidade é esperada maior variabilidade nas camadas mais superficiais e, portanto, os maiores desvios são observados nos primeiros 200 metros. As correções apresentadas nesta seção transversal vão refletir diretamente na representação do evento de formação do Vórtice de Cabo Frio de maio de 2013.

Na tabela a seguir são apresentadas as médias dos desvios das componentes horizontais de velocidade para todo o domínio de modelagem e camadas verticais no caso de u e v . Para u e v , o desvio médio geral tem um aumento em torno de 14% e chega a 29% e 24% no mês de maio, respectivamente. Para as componentes barotrópicas da velocidade (u_{bar} e v_{bar}), a variação total é inferior a 2%, mas há redução de 24% e 18% no mês de março no desvio modificado, respectivamente, e aumento de até 18% (u_{bar}) e 15% (v_{bar}) no mês de maio.

Tabela 5-4: Comparação dos valores médios para os desvios do erro de *background* original e modificado para as componentes horizontais da velocidade (m/s).

Variável	Período	Original	Modificado
u	Total	0,058	0,066
	Março	0,068	0,065
	Abril	0,055	0,067
	Maio	0,051	0,065
v	Total	0,062	0,071
	Março	0,069	0,070
	Abril	0,060	0,073
	Maio	0,056	0,069
ubar	Total	0,033	0,033
	Março	0,040	0,031
	Abril	0,029	0,033
	Maio	0,028	0,034
vbar	Total	0,035	0,036
	Março	0,041	0,034
	Abril	0,032	0,037
	Maio	0,032	0,037

De forma geral, todas as variáveis apresentaram bastante diferença na distribuição dos desvios padrões calculados a partir da rodada sem assimilação de dados e a partir da análise prévia da rodada assimilativa (DA12). Em superfície, os locais de maior desvio variaram, sendo as diferenças mais visíveis na região de formação do VCF para a temperatura e componentes da velocidade. Nas médias, os desvios modificados das variáveis foram quase sempre maiores do que o desvio original e as maiores variações foram observadas no mês de maio, período de ocorrência do fenômeno de interesse do presente estudo (Vórtice de Cabo Frio).

Vistas as diferenças apresentadas entre as matrizes de desvio padrão do erro de *background* e considerando que este desvio regula as correções feitas pela assimilação de dados para que não ultrapassem a variabilidade natural da região, espera-se observar diferenças entre as rodadas assimilativas. Estas diferenças nos resultados da assimilação de dados serão apresentadas nas demais seções deste capítulo.

5.2 Evolução da função custo (J)

O objetivo nos métodos variacionais de assimilação de dados é a minimização da função custo J como descrito no item 3.1. Na Figura 5-15 é apresentada a evolução da função custo J ao longo dos ciclos assimilativos de ambas as simulações, considerando as soluções prévias, posteriores e não lineares.

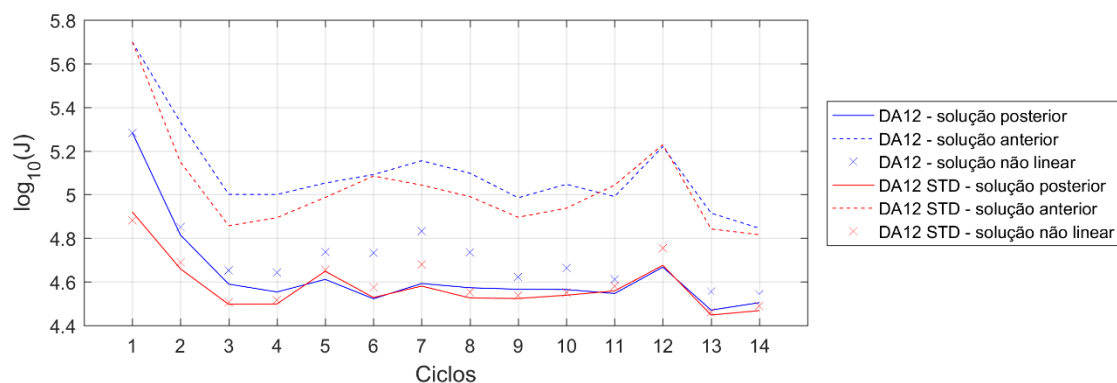


Figura 5-15: Evolução da função custo (J) nos ciclos de assimilação para as simulações com Σ mensal original (DA12) e modificado (DA12 STD).

Em todas as simulações com assimilação de dados aqui apresentadas, pode-se observar a minimização da função custo da solução anterior (*prior*) para a solução posterior, indicando uma performance adequada do algoritmo de minimização.

Em relação às soluções não lineares, para ambas as simulações esta teve valores de J próximos aos da solução posterior, especialmente para DA12 STD. Isto indica a validade da suposição tangente linear da abordagem incremental.

Os menores valores para J na maioria dos ciclos são observados para o caso em que foi empregado o Σ calculado a partir da análise prévia da simulação com assimilação de dados (DA12 STD). As reduções médias de J foram de 12% para a solução prévia, 21% para a solução posterior e 30% para a solução não linear. Considerando o logaritmo de base 10 da função custo, $\log_{10}(J)$, no entanto, as reduções foram pequenas, inferiores a 3%, e é esta grandeza que é proporcional à maximização da probabilidade condicional para a assimilação de dados.

No trabalho de FALLER (2016), os resultados de minimização da função custo J foram parecidos para os experimentos com e sem alteração da matriz de covariância do erro.

5.3 Comparação com observações dependentes

Neste item são apresentadas comparações dos resultados de ambas as simulações com assimilação de dados (DA12 e DA12 STD) com os dados das observações assimiladas. É apresentada inicialmente a comparação com os dados hidrográficos (temperatura e salinidade) ao longo da coluna d'água (item 5.3.1). Em seguida são apresentadas as comparações com os dados de satélite (TSM e ASM) em superfície (itens 5.3.2 e 5.3.3).

5.3.1 Dados hidrográficos

A seguir, na Figura 5-16, são apresentados os perfis de *bias* e RMSE para os resultados de temperatura dos modelos em relação aos dados hidrográficos assimilados, que incluem os dados dos perfiladores e *glider*.

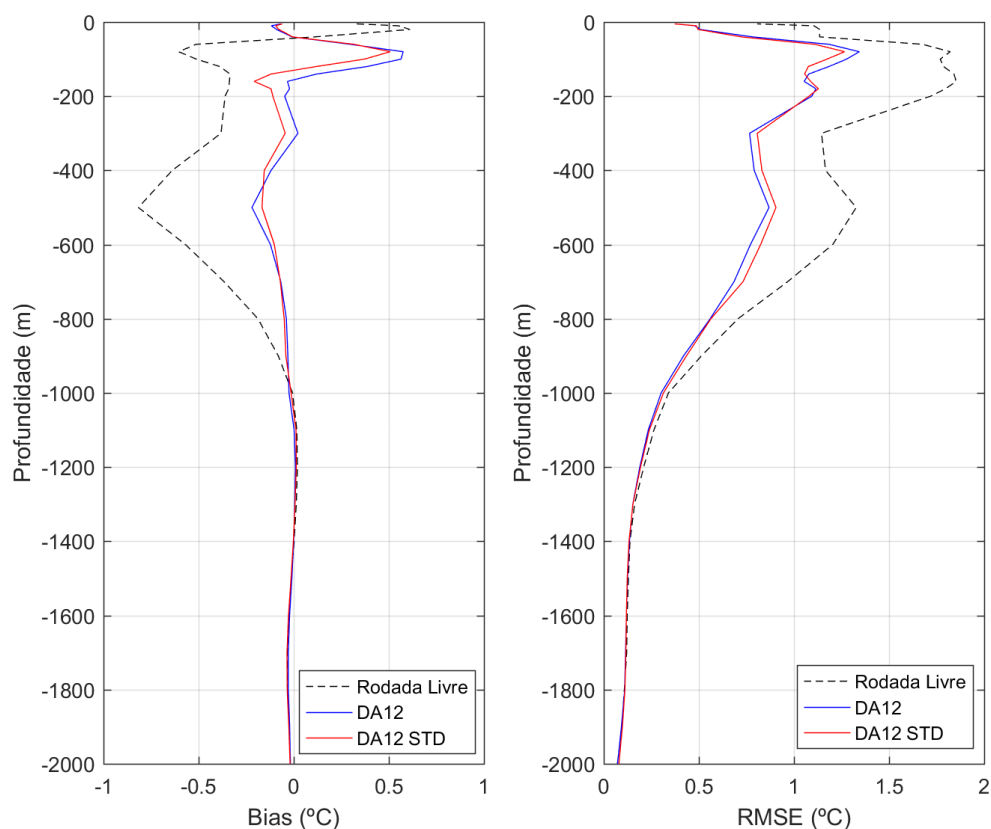


Figura 5-16: Perfis verticais de Bias e RMSE de temperatura entre o modelo e os dados hidrográficos assimilados.

Em geral, as simulações assimilativas reduziram o *bias* do erro ao longo da coluna d'água em relação à rodada livre, que possui valores de temperatura superestimados em superfície e subestimados entre 100 e 800 m. No entanto, ambas as simulações com assimilação de dados adicionaram um *bias* do erro positivo em torno de 100 m de profundidade. O RMSE de temperatura médio integrado no espaço, tempo e profundidade foi de 0,908°C para a rodada livre, de 0,599°C para o posterior da simulação DA12 no período compreendido no presente estudo e de 0,594°C para o posterior da simulação DA12 STD. A simulação DA12 apresentou, portanto, redução de 34% de RMSE de temperatura em relação à rodada livre, enquanto na DA12 STD a redução foi de 34,5%. Verticalmente o que se observa é a maior redução de ambas as simulações assimilativas em relação à rodada livre ocorre nos primeiros 1.000 m de profundidade. Entre as duas simulações, a DA12 STD apresenta RMSE menor nos primeiros metros, principalmente em torno de 100 m. Entre 300 m e 700 m, aproximadamente, os menores valores de RMSE são observados para a simulação DA12.

Os valores de RMSE e as reduções observadas estão na mesma magnitude que as observadas em outros estudos similares com assimilação de dados (ZAVALA-GARAY *et al.*, 2012; CHEN *et al.*, 2014; BROQUET *et al.*, 2009a, b). Especificamente no trabalho de FALLER (2016), em que também foi alterado um componente da matriz de covariância dos erros de *background* em estudo para a mesma região, as reduções também foram iguais entre os experimentos com e sem alteração da matriz B.

Na Figura 5-17, a seguir, são apresentados os perfis de *bias* e RMSE para os resultados de temperatura dos modelos em relação aos dados hidrográficos assimilados.

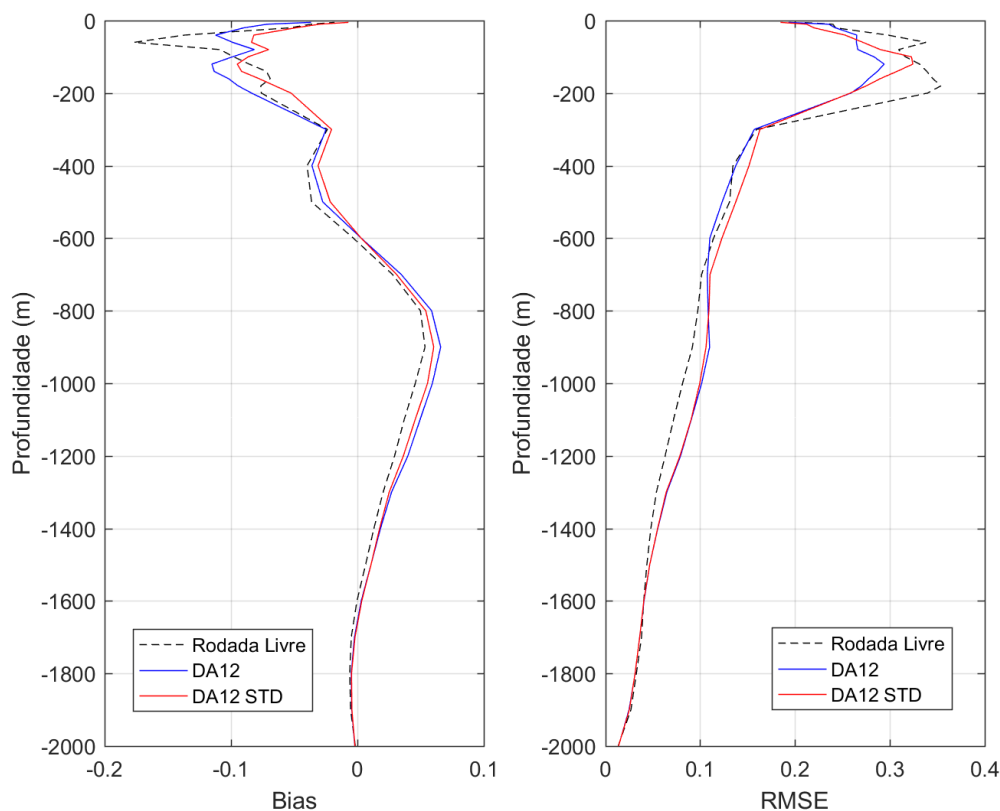


Figura 5-17: Perfis verticais de Bias e RMSE de salinidade entre o modelo e os dados hidrográficos assimilados.

O maior *bias* do erro de salinidade integrado no espaço, tempo e profundidade foi de -0,18 para a rodada livre e de -0,12 para a rodada DA12 e -0,10 para a rodada DA12 STD. O RMSE de salinidade integrado no espaço, tempo e profundidade dos posteriores de ambas as simulações assimilativas foram menores em comparação à rodada livre, sendo as reduções de 8,5% para a DA12 e de 6,2% para a DA12 STD. Além das reduções serem menores que as observadas para a temperatura, neste caso a rodada original, DA12 apresentou redução levemente maior. Como sugerido em FRAGOSO *et al.* (2016), a menor redução de erro observada para a salinidade em relação a temperatura na coluna d'água pode estar relacionada ao erro associado a esta variável (0,05), que representa um percentual maior da amplitude da variabilidade do que o observado para a temperatura. Com a utilização de um erro de 0,01, CHEN *et al.* (2014) observaram o mesmo, enquanto BROQUET *et al.* (2009a,b) não observou isso com o uso de um erro observacional menor para a salinidade, de 0,01.

Em FALLER (2016), o erro considerado para a salinidade foi o mesmo de FRAGOSO *et al.* (2016) e do presente estudo, sendo a diferença principal na matriz de covariância dos erros de *background*. No trabalho de FALLER (2016), as reduções de RMSE em relação à rodada livre foram iguais entre os experimentos com e sem alteração desta matriz, porém maiores que as obtidas no presente estudo, em torno de 24%.

Na metodologia aplicada em MATTERN *et al.* (2018), as maiores reduções de RMSE das soluções posteriores foram observadas para os dados de salinidade, sendo de 20% e 40% em duas diferentes configurações das matrizes de covariância dos erros. A maior redução esteve associada a um erro observacional de 0,01 para a salinidade, enquanto na simulação com menor redução de RMSE foi aplicado erro observacional de 0,3. Já a temperatura *in situ* neste estudo apresentou pouca diferença de RMSE (os erros observacionais considerados foram de 0,1°C e 0,3°C).

As diferenças entre as duas simulações assimilativas do presente estudo, DA12 e DA12 STD, nas comparações com os dados hidrográficos assimilados, tanto para a temperatura quanto para a salinidade, não são significativas estatisticamente considerando um nível de significância de 5%. No entanto, ambas apresentam diferença significativa em relação à rodada livre, principalmente a temperatura.

5.3.2 TSM POES

Para comparação estatística das diferenças entre as simulações e os dados de temperatura da superfície do mar (TSM) do POES foram calculados o Jfit, o *bias* do erro e o RMSE integrados espacialmente por dia de simulação para todo o domínio de modelagem. As comparações das séries temporais são apresentadas a seguir, na Figura 5-18.

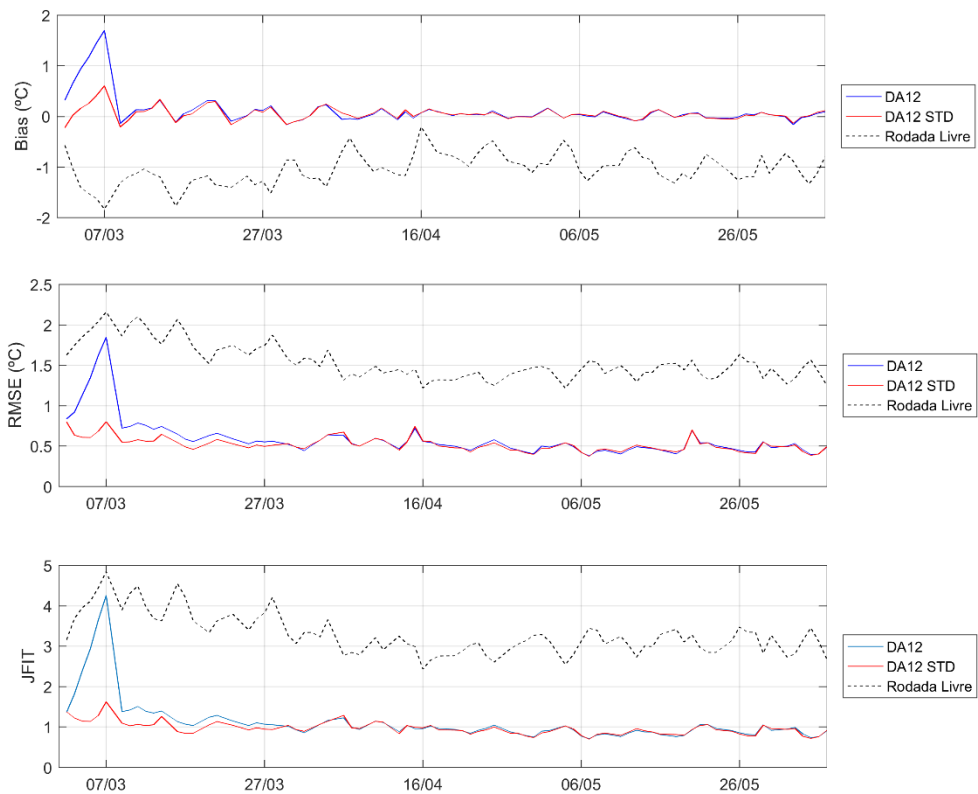


Figura 5-18: Séries temporais de *bias*, RMSE e JFIT de TSM em relação ao dado do POES para todo o domínio de modelagem em cada simulação.

O *bias* do erro máximo é de $-1,8\text{ °C}$ para a rodada livre, $1,7\text{ °C}$ para a rodada DA12 e $0,6\text{ °C}$ para a rodada DA12 STD. As reduções de RMSE das duas simulações com assimilação de dados em relação à rodada livre foram de $62,1\%$ para a DA12 e de $66,4\%$ para a DA12 STD considerando a média para todo o período de simulação, uma diferença de aproximadamente 4% . Diferença semelhante foi encontrada por FALLER (2016), de 3% , quando comparados os resultados posteriores dos experimentos com e sem alteração da matriz de covariância dos erros de *background*. No entanto, em FALLER (2016), a alteração da matriz foi feita através de alterações na componente vertical da matriz de correlação univariada (C_v) e não na matriz diagonal de desvio padrão (Σ).

As diferenças entre as duas simulações assimilativas foram consideradas estatisticamente significativas ao nível de significância de 5% . Porém, cabe ressaltar que as maiores diferenças de *bias* e RMSE se concentram nos primeiros dias de simulação.

Em relação ao J_{FIT} , enquanto a rodada livre apresenta uma média de $3,26$, ambas as simulações assimilativas apresentaram valores médios em torno de 1 , sendo de $1,11$

para a simulação DA12 e de 0,96 para a simulação DA12 STD. Valores de J_{fit} próximos de 1 indicam que os erros do modelo são da mesma magnitude que os erros observacionais considerados.

5.3.3 ASM AVISO

Para comparação estatística das diferenças entre as simulações e os dados de altura da superfície do mar (ASM) do AVISO foram calculados o J_{fit} , o *bias* e o RMSE integrados espacialmente por dia de simulação para todo o domínio de modelagem. As comparações das séries temporais são apresentadas a seguir, na Figura 5-19.

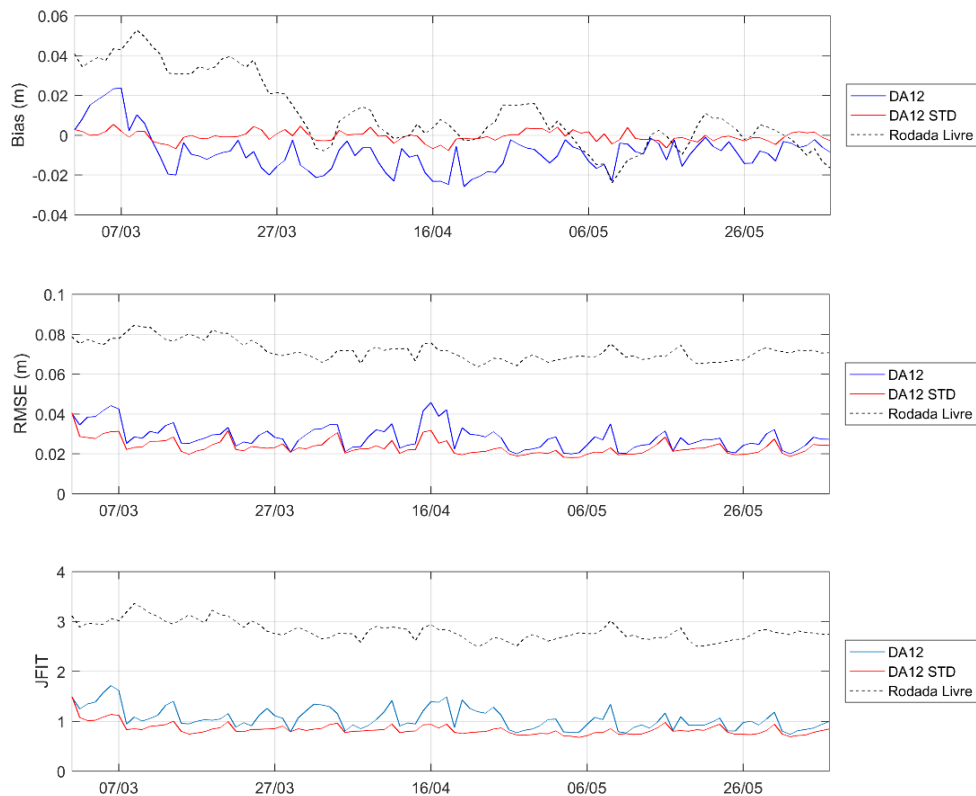


Figura 5-19: Séries temporais de *bias*, RMSE e J_{FIT} de ASM em relação ao dado do AVISO para todo o domínio de modelagem em cada simulação.

O *bias* do erro máximo foi de 0,053 m para a rodada livre, -0,026 m para a simulação DA12 e -0,008 m para a simulação DA12 STD. As reduções de RMSE das duas simulações com assimilação de dados em relação à rodada livre foram de 60,5% para a DA12 e de 66,8% para a DA12 STD considerando todo o domínio da modelagem,

uma diferença de aproximadamente 6%. Novamente, a diferença foi semelhante à encontrada por FALLER (2016), de 5%, quando comparados os experimentos com e sem alteração da matriz de covariância dos erros de *background*.

A simulação com o desvio padrão modificado (DA12 STD) apresentou RMSE 15% menor que a simulação DA12. As diferenças entre as duas simulações assimilativas foram consideradas estatisticamente significativas ao nível de significância de 5%.

O J_{FIT} médio foi de 2,81 para a rodada livre, 1,05 para a simulação DA12 e 0,84 para a simulação DA12 STD. Neste caso, portanto, a simulação que tem os erros do modelo mais próximos da magnitude do erro observacional adotado para a altura da superfície do mar é a simulação DA12.

5.4 Comparações com observações independentes

Neste item são apresentadas comparações dos resultados de ambas as simulações com assimilação de dados (DA12 e DA12 STD) com dados de observações independentes, isto é, não assimiladas pelo modelo. É apresentada inicialmente a comparação com dados de TSM do JPL-MUR (item 5.4.1) e na sequência a comparação com dados de velocidade e temperatura de derivadores oceânicos do Projeto Azul (item 5.4.2).

5.4.1 TSM JPL-MUR

Para comparação estatística das diferenças entre as simulações e os dados de temperatura do JPL-MUR foram calculadas o *bias* e o RMSE integrados espacialmente por dia de simulação. Esta análise foi realizada para todo o domínio de modelagem e para mais 3 regiões específicas: para as regiões de profundidades menores que 200 metros (plataforma continental), de profundidades entre 200 e 2.000 metros e para a região de ocorrência do vórtice de Cabo Frio. As comparações das séries temporais são apresentadas a seguir, na Figura 5-20 e na Figura 5-21. Os valores médios de RMSE para cada região, considerando todo o período de simulação, são apresentados na Tabela 5-5.

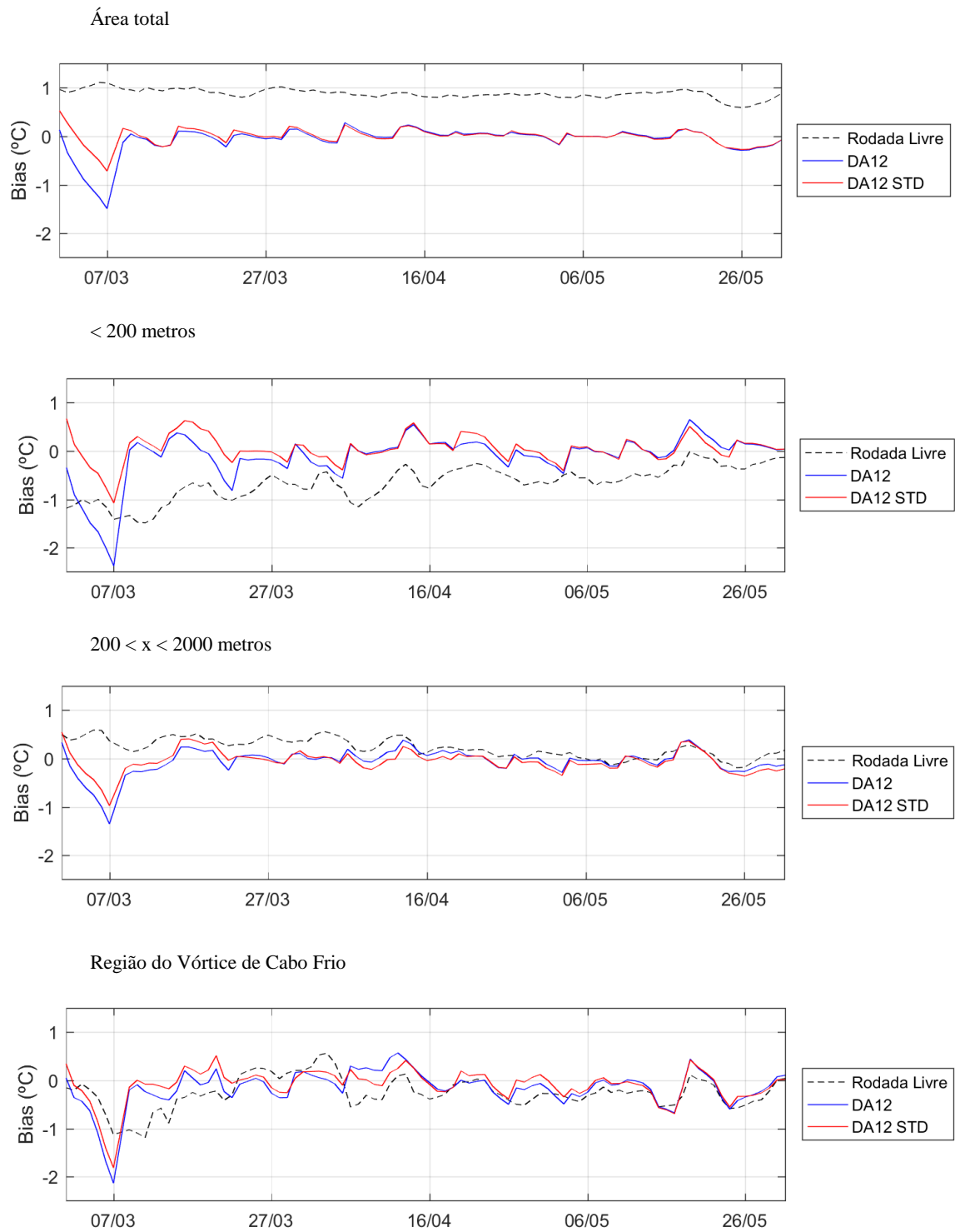


Figura 5-20: Séries temporais de *bias* de TSM em relação ao dado do JPL-MUR integrado para quatro regiões do domínio para cada simulação.

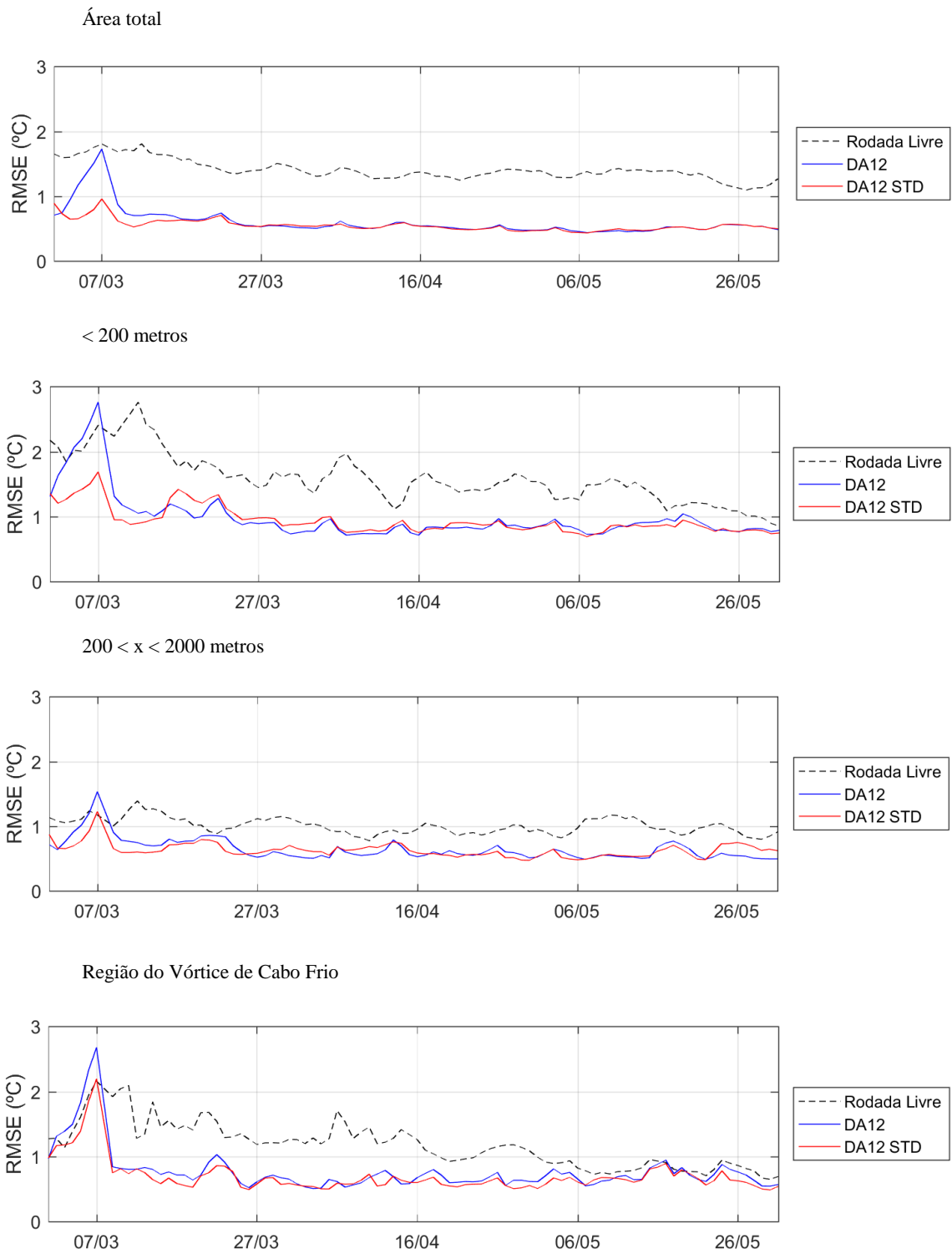


Figura 5-21: Séries temporais de RMSE de TSM em relação ao dado do JPL-MUR integrado para quatro regiões do domínio para cada simulação.

Tabela 5-5: RMSE médio de TSM (°C) em relação ao dado do JPL-MUR integrado para quatro regiões do domínio para cada simulação.

	Área total	< 200 m	200 m < x < 2.000 m	VCF
Rodada livre	1,404	1,576	1,005	1,169
DA12	0,598	0,976	0,642	0,770
DA12 STD	0,552	0,936	0,630	0,695

Considerando todo o domínio de modelagem, ambas as simulações assimilativas apresentaram redução do RMSE médio em relação à simulação livre (Tabela 5-5). As reduções foram de 57,4% para a DA12 e 60,7% para a DA12 STD. A diferença de redução do RMSE em relação ao dado do JPL-MUR entre as duas simulações assimilativas com e sem alteração na matriz de covariância do erro de *background* em relação à rodada livre é da mesma ordem de grandeza que as reduções apresentadas na comparação com os dados de TSM assimilados (POES) tanto no presente estudo (item 5.3.2) quanto em FALLER (2016). Apesar da diferença entre as duas simulações assimilativas em percentual ser baixa, foi considerada significativa estatisticamente a um nível de significância de 5%.

Nas séries temporais de RMSE (Figura 5-21), observa-se que as diferenças em todas as regiões consideradas são principalmente nos primeiros dias de simulação e depois de alguns ciclos os erros tendem a convergir para valores semelhantes.

A implementação deste sistema de assimilação de dados (DA12) com foco na Bacia de Santos por FRAGOSO *et al.* (2016) mostrou melhoras significativas nas representações de feições de mesoescala na região, principalmente para o VCF, objeto do presente estudo. No entanto, é importante observar que a representação de processos costeiros sobre a plataforma é ainda um desafio dentro da assimilação de dados. No caso da ressurgência costeira, há algumas limitações nos produtos derivados de satélite em representá-la devido à baixa resolução espacial, à maior cobertura de nuvens em resposta atmosférica à água fria e problemas de correção de algoritmo (SOARES *et al.*, 2018; PERES *et al.*, 2017; VAZQUEZ-CUERVO *et al.*; 2013; WENTZ *et al.*, 2010). Com a assimilação deste dado, a representação do fenômeno fica subestimada como sugerido por FRAGOSO *et al.* (2016) e identificado por SOARES *et al.* (2018) a partir de comparações com dados de uma bóia meteoceanográfica nas proximidades de Cabo Frio. Por outro lado, apesar da limitação em representar a ressurgência localmente, a melhora

na representação da circulação ao largo tem impacto na distribuição da ACAS pelo modelo e a disponibilidade da mesma em regiões rasas, podendo impactar na representação da ressurgência. Estudos de abordagens que visam melhorar a representação dos fenômenos costeiros na assimilação de dados, mantendo os benefícios da representação dos processos de mesoescala, podem ser vistos em CARVALHO *et al.* (2017) e SOARES *et al.* (2018).

Por este motivo, é observado um *bias* negativo nas rodadas assimilativas na plataforma continental (regiões com profundidades menores que 200 metros) principalmente nos primeiros ciclos, do mês de março, período comum de ocorrência de ressurgência na região. Este *bias* se torna menor quando o desvio padrão leva em consideração a assimilação (DA12 STD). No entanto, para esta região, deve ser levada em consideração as limitações tanto da observação assimilada (POES AVHRR) quanto da observação utilizada aqui para comparação (JPL-MUR), que fazem com que a redução do *bias*, embora positivo para o sistema de assimilação como um todo, não signifique necessariamente que haja uma melhora das feições costeiras. Cabe ressaltar também que o desvio padrão mensal modificado para o mês de março foi consideravelmente maior que o desvio padrão original, especialmente sobre a plataforma continental, nas proximidades de Cabo Frio. As diferenças no RMSE para as regiões de profundidades menores que 200 metros são observadas principalmente nos primeiros dias de simulação e após o primeiro mês de simulação, as diferenças se tornam pequenas.

Na região entre 200 e 2.000 metros, a maior redução do RMSE médio em relação à rodada livre também foi observada para a simulação DA12 STD, de 37%, porém a redução para a DA12 foi semelhante, de 36%.

Na região do VCF, foco do presente estudo, foi onde houve maior variação entre as duas simulações assimilativas. As reduções de RMSE médio em relação à rodada livre foram de 34,1% para a DA12 e 40,5% para a DA12 STD. A variação de RMSE médio entre as duas simulações assimilativas foi em torno de 10% nesta região. Observa-se também um *bias* negativo nesta região no início da simulação. Tal fato está relacionado aos padrões de TSM observados para o mês de março e pela região determinada também incluir parte da plataforma com ocorrência de ressurgência costeira.

Resumindo, os menores valores de RMSE médio em todas as regiões foram observados na simulação DA12 STD.

São apresentados a seguir os campos espaciais da TSM e da diferença entre o modelo e o dado considerando as médias para todo o período de simulação. Para facilitar a visualização, os mapas se limitam à região entre 18° S e 27° S e entre 50° W e 37° W. Dessa forma é possível observar o que acontece na região de ocorrência do VCF e na região de entorno.

Considerando todo o domínio de modelagem e o período total de simulação (Figura 5-22 e Figura 5-23), percebe-se que a rodada livre superestima os valores de temperatura ao norte do domínio e subestima na região da plataforma continental quando comparado aos dados de TSM do JPL-MUR. No entanto, ressalta-se a limitação dos produtos de TSM em representar fenômenos de ressurgência costeira, conforme visto anteriormente. Nas rodadas assimilativas, a TSM em todo o domínio é mais próxima do dado, com menores diferenças. Entre elas, a simulação DA12 STD apresenta um aumento de anomalia positiva entre o modelo e o dado quando comparada à simulação DA12.

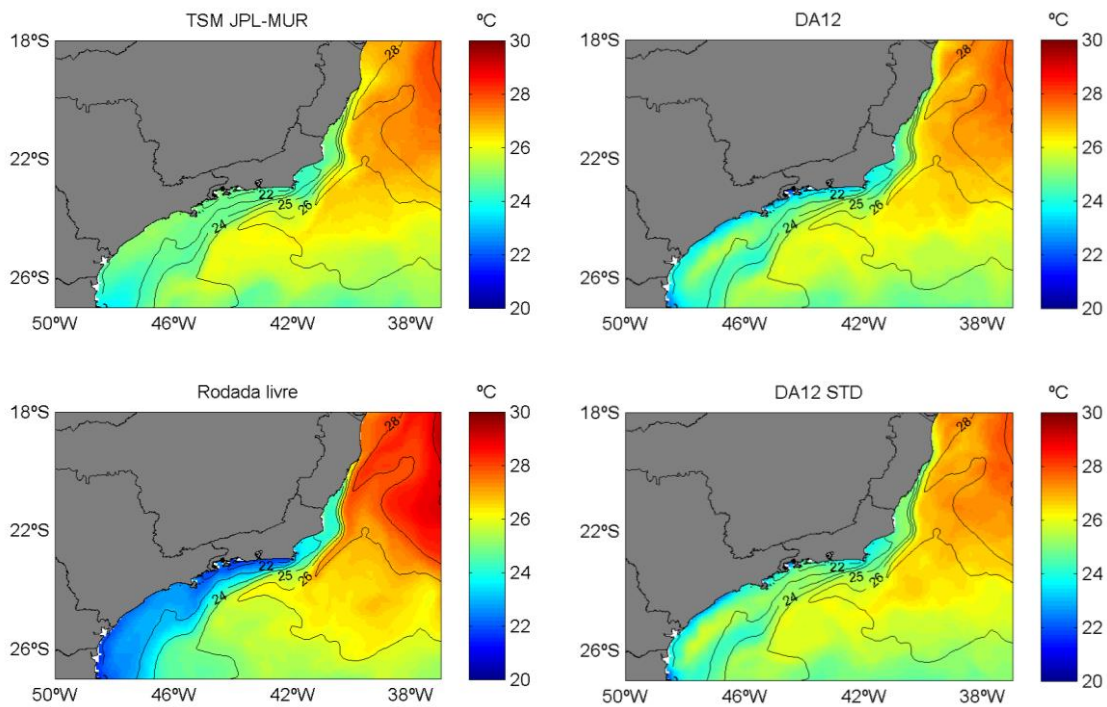


Figura 5-22: Temperatura da superfície do mar média para todo o período de simulação de cada rodada em comparação ao dado do JPL-MUR.

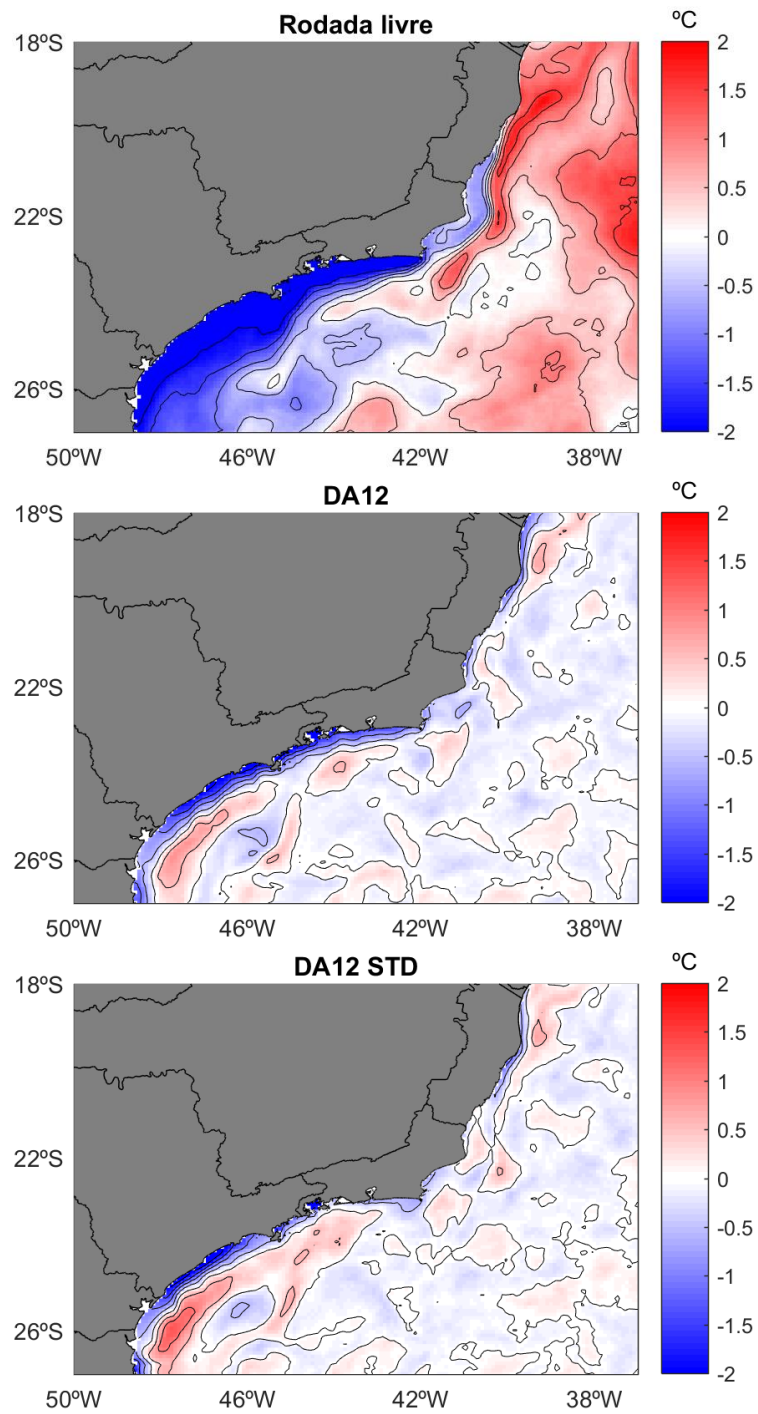


Figura 5-23: Diferença entre a Temperatura da superfície do mar média para todo o período de simulação de cada rodada e o dado do JPL-MUR.

5.4.2 Derivadores

Na Tabela 5-6, na Tabela 5-7 e na Tabela 5-8 são apresentados os parâmetros estatísticos de comparação das três rodadas em relação aos dados dos derivadores do Projeto Azul lançados no período das simulações. Os derivadores 7 e 8 estão destacados dos demais por terem sido capturados pelo vórtice de Cabo Frio em evento de ocorrência no mês de maio e, por isso, considerados também no capítulo de análise da representação deste fenômeno (item 5.5).

Considerando o RMSE médio para os 8 derivadores, ambas as rodadas assimilativas apresentaram redução em relação à rodada livre. Para a componente zonal (u) da velocidade, a maior redução do RMSE foi observada para a rodada 4DVAR original (DA12), de 25,9%, enquanto para a DA12 STD a redução foi de 22,5% (Tabela 5-6). Para a componente meridional (v) da velocidade, no entanto, a rodada 4DVAR original (DA12) apresentou a menor redução do RMSE, de 26,5%, contra 36,6% para a rodada DA12 STD (Tabela 5-7). Em relação à temperatura, as reduções do RMSE em relação à rodada livre foram de 45,6% para DA12 e de 47,3% para DA12 STD (Tabela 5-8).

A maior redução do RMSE médio (para todos os derivadores) da simulação DA12 STD em relação à simulação com o desvio padrão mensal na configuração padrão (DA12) é de 14% para a componente meridional da velocidade. Para a componente u e para a temperatura, as variações entre estas duas simulações assimilativas são inferiores a 5%. Considerando um nível de significância de 5%, a diferença entre as simulações DA12 e DA12 STD só é estatisticamente significativa para a componente meridional da velocidade (v).

Tabela 5-6: RMSE (m/s) para a componente zonal (u) de cada derivador.

Derivador	Rodada livre	DA12	DA12 STD
1	0,1926	0,2706	0,2770
2	0,2648	0,1782	0,1843
3	0,3097	0,1835	0,2279
4	0,2770	0,1840	0,2339
5	0,3794	0,2241	0,2410
6	0,2831	0,2309	0,1821
7	0,3081	0,1329	0,1674
8	0,1760	0,2201	0,1849

Tabela 5-7: RMSE(m/s) para a componente meridional (v) de cada derivador.

Derivador	Rodada livre	DA12	DA12 STD
1	0,2996	0,2364	0,1993
2	0,2082	0,1569	0,1712
3	0,3941	0,2023	0,1984
4	0,2438	0,2390	0,2114
5	0,3633	0,1888	0,1764
6	0,2550	0,2251	0,1423
7	0,2341	0,1856	0,1545
8	0,2382	0,2098	0,1636

Tabela 5-8: RMSE (°C) para a temperatura de cada derivador.

Derivador	Rodada livre	DA12	DA12 STD
1	0,8384	0,8618	1,0115
2	1,3301	0,7488	0,6402
3	2,8694	1,3575	0,9406
4	1,2828	0,5715	0,5800
5	0,8018	0,3285	0,4992
6	1,8178	0,7310	0,5431
7	0,8488	0,5080	0,6863
8	0,3382	0,3981	0,4374

No item a seguir serão apresentados campos espaciais em superfície de correntes, temperatura e altura da superfície do mar junto com as trajetórias dos derivadores 7 e 8. Estes derivadores foram selecionados por terem acompanhado um evento de ocorrência do vórtice de Cabo Frio, em maio de 2013.

A seguir são apresentadas as séries temporais para estes dois derivadores, da rodada sem assimilação de dados, da rodada com assimilação de dados usando o campo de desvio padrão original e da rodada com o campo de desvio padrão modificado, para cada um dos oito derivadores.



Figura 5-24: Comparação das componentes zonal e meridional da velocidade e comparação da temperatura do derivador 7 em relação ao modelo sem assimilação (Rodada livre), ao modelo com assimilação original (DA12) e ao modelo com assimilação com desvio padrão do erro de *background* modificado (DA12 STD).

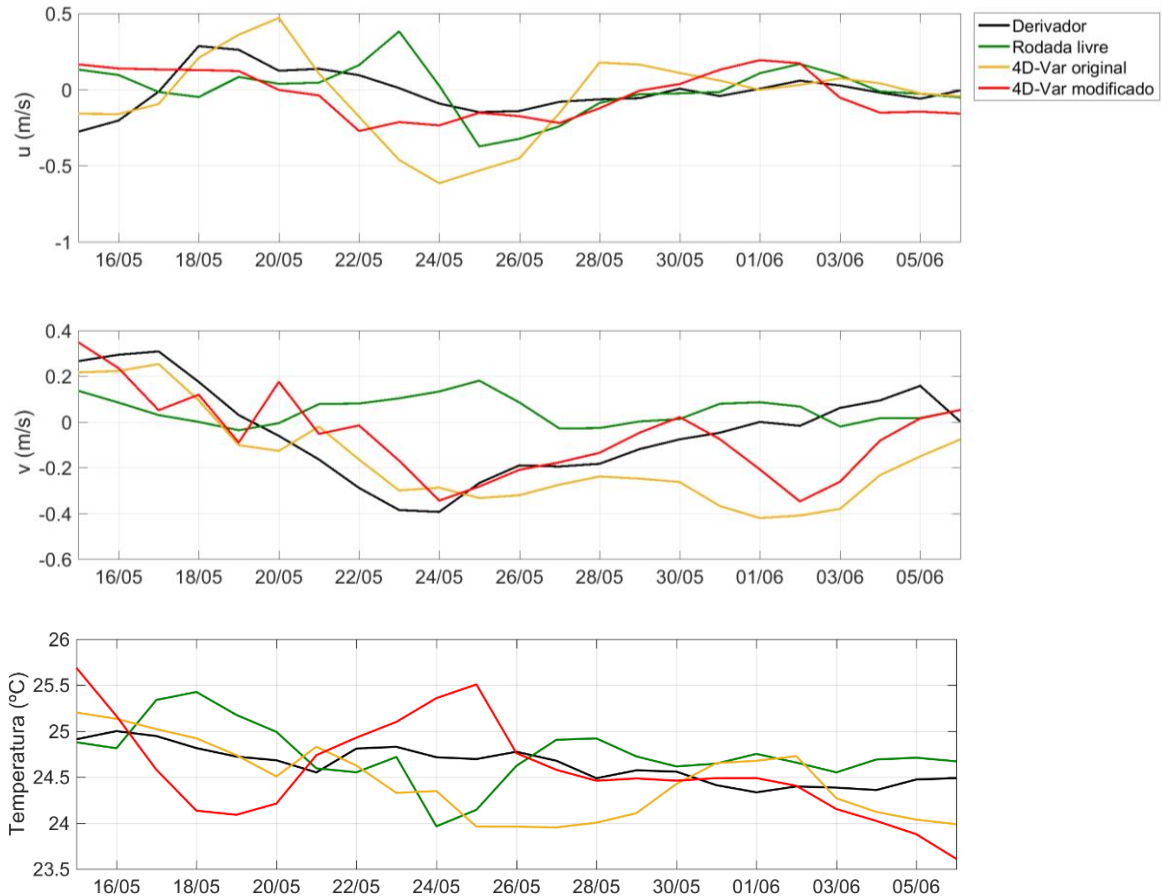


Figura 5-25: Comparação das componentes zonal e meridional da velocidade e comparação da temperatura do derivador 8 em relação ao modelo sem assimilação (Rodada livre), ao modelo com assimilação original (DA12) e ao modelo com assimilação com desvio padrão do erro de *background* modificado (DA12 STD).

5.5 Vórtice de Cabo Frio

Neste item são apresentados os resultados das simulações na região de ocorrência do VCF para o mês de maio de 2013 com todas as observações disponíveis para avaliar a representação deste fenômeno pelo modelo. Entre as observações têm-se os dados de satélite para TSM e ASM, derivadores oceânicos capturados pelo vórtice e dados de *glider* cruzando o vórtice.

Os resultados de correntes, temperatura e elevação do modelo em superfície para as simulações com e sem alteração nos campos de desvio padrão (DA12 e DA12 STD, respectivamente) são apresentados em comparação com os dados de TSM do JPL-MUR, de ASM do AVISO e a trajetória de dois derivadores provenientes do Projeto Azul. Estes

derivadores acompanharam o Vórtice de Cabo Frio a partir do dia 15/05/2013. Serão apresentados campos diários representativos do ciclo para os 4 ciclos de assimilação do mês de maio (ciclos 10, 11, 12 e 13).

Em seguida são apresentadas comparações de seções verticais de velocidade, temperatura e salinidade das simulações ao longo da radial de coleta do *glider* do Projeto Azul (indicada na Figura 4-4) e apresentados dados de transectos realizados pelo *glider* no mesmo período.

Para o ciclo 10, correspondente ao período de 3 a 10 de maio de 2013, não há dados de derivadores. São apresentados a seguir, na Figura 5-26, Figura 5-27 e Figura 5-28 os campos superficiais, e da Figura 5-29 à Figura 5-31 as seções verticais para o dia 09/05/2013.

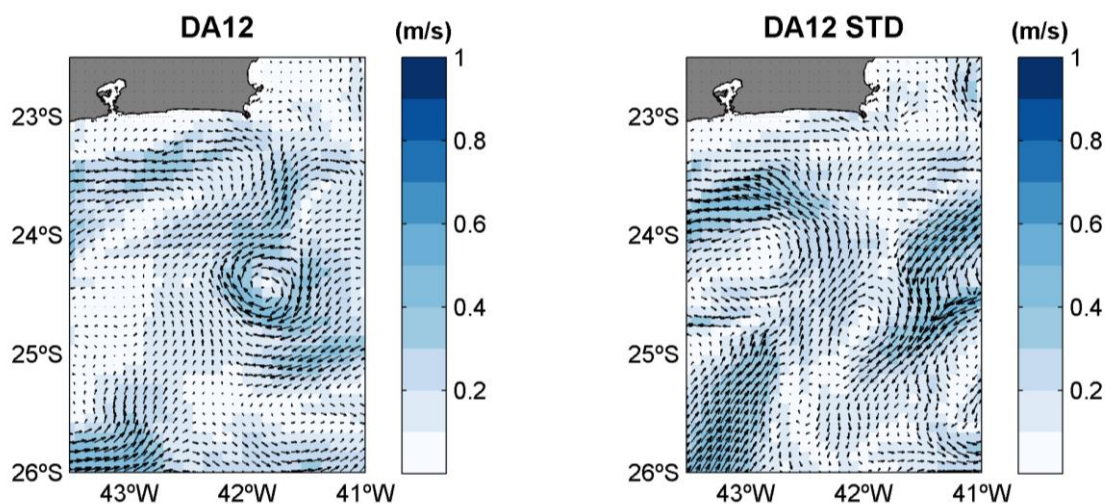


Figura 5-26: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 09/05/2013 (ciclo 10).

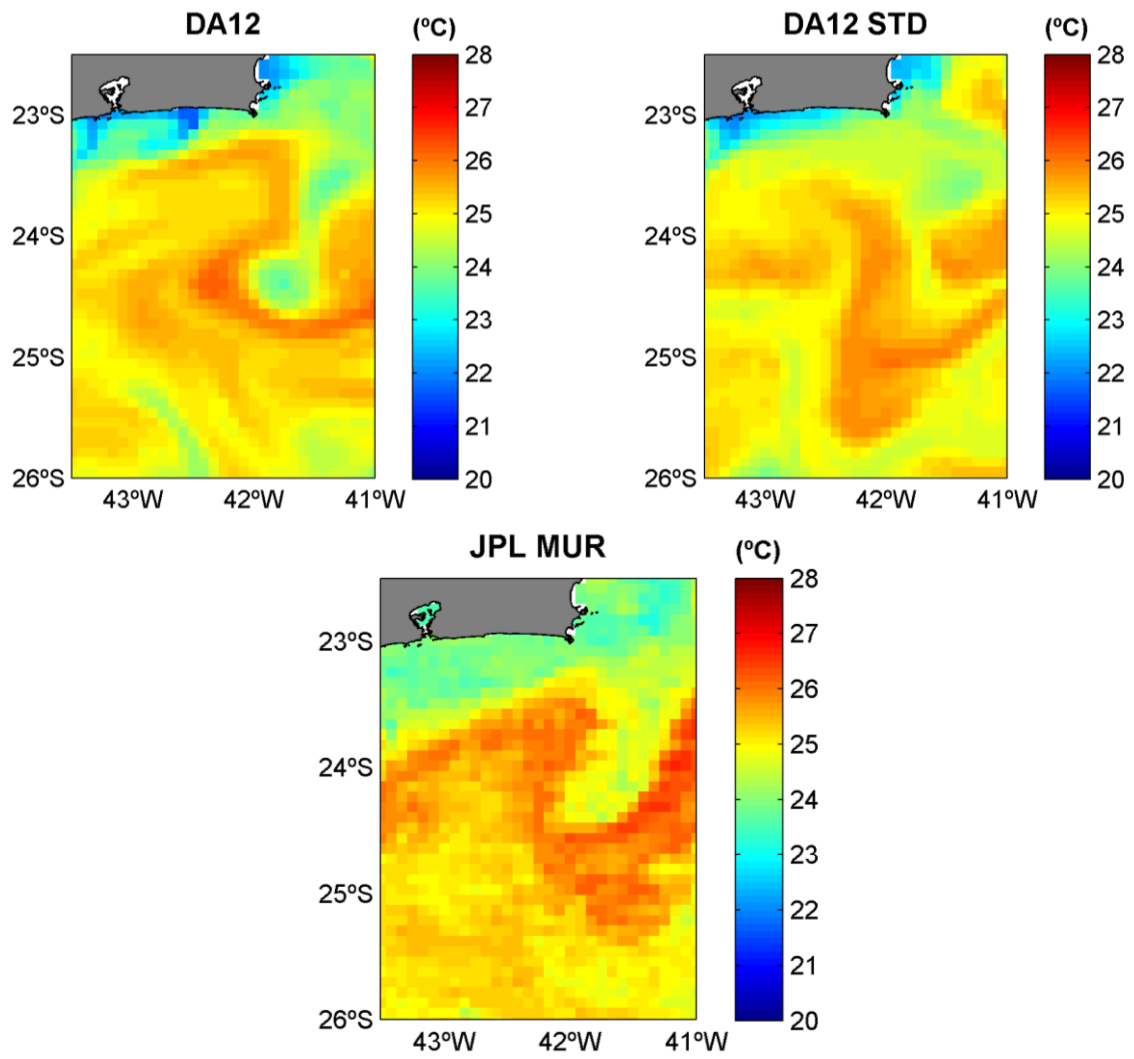


Figura 5-27: Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 09/05/2013 (ciclo 10).

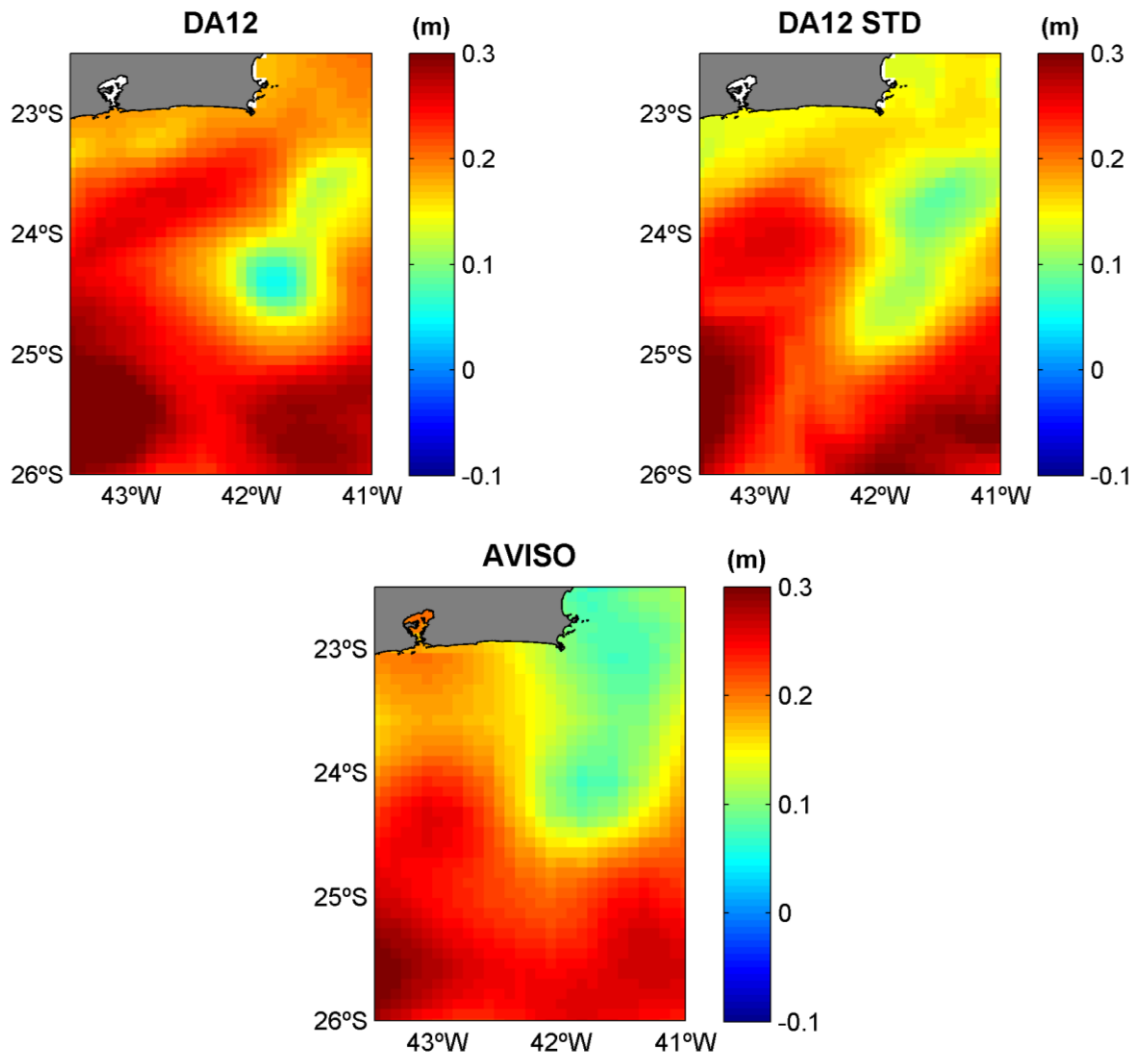


Figura 5-28: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do AVISO na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 09/05/2013 (ciclo 10).

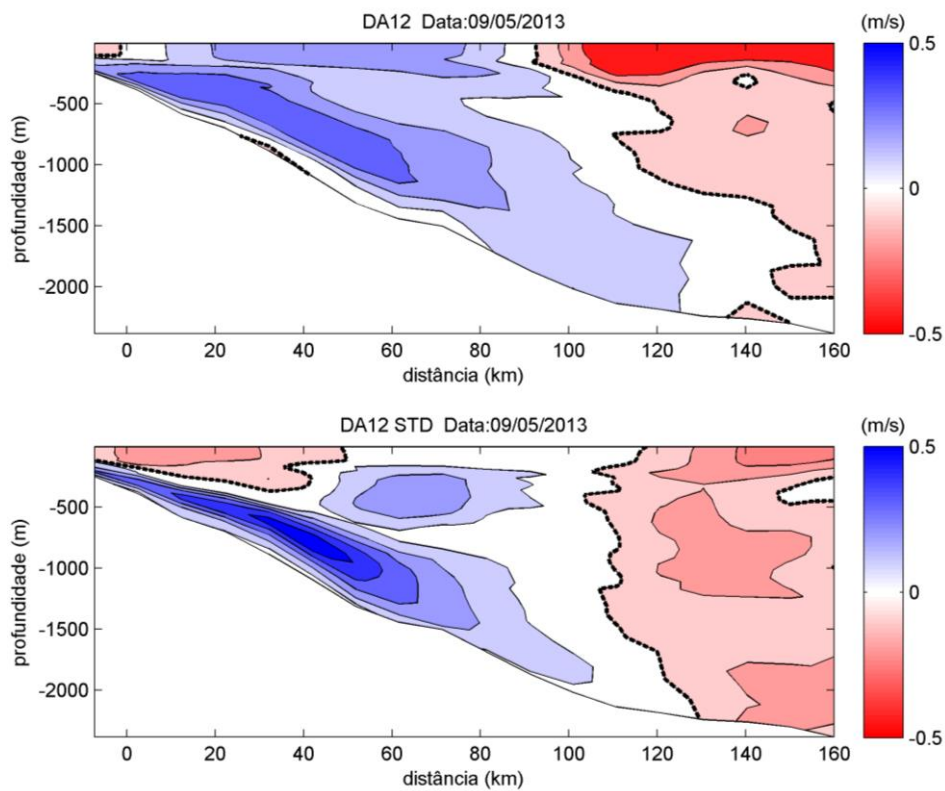


Figura 5-29: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 10.

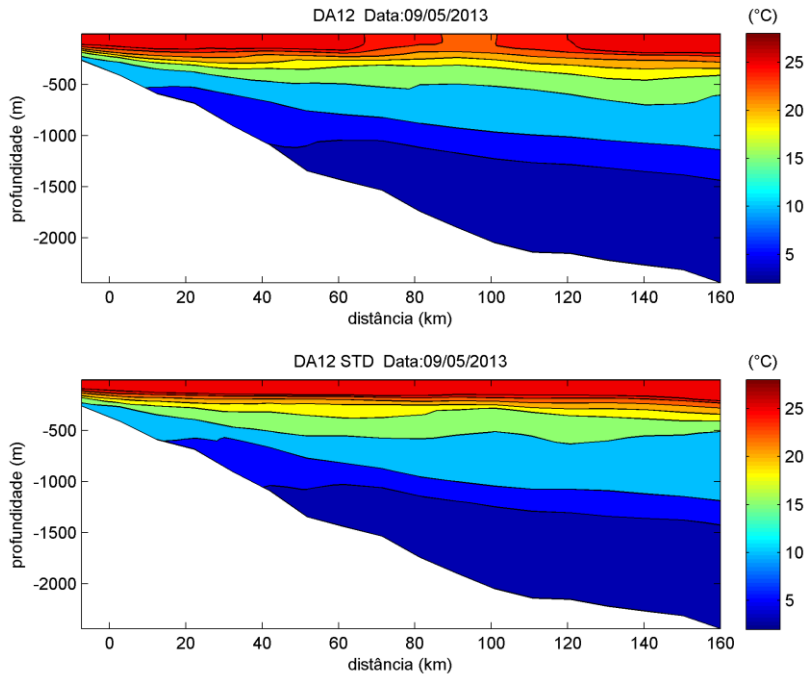


Figura 5-30: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 10.

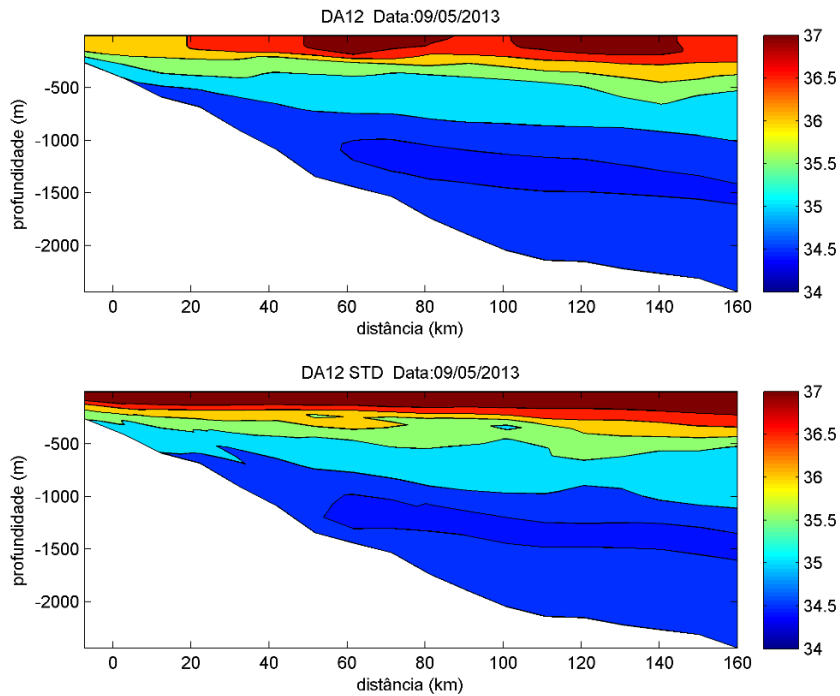


Figura 5-31: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 10.

Neste ciclo, todas as simulações apresentam o VCF nas correntes superficiais, porém em posições e com velocidades diferentes. Este aparece mais demarcado na simulação DA12, centrado em torno de 24,3° S e 41,9° W e com assinatura visível também nos campos de TSM e ASM. A posição é parecida com as indicadas pelos dados de TSM do JPL-MUR e de ASM do AVISO, porém os valores no centro do vórtice são levemente superestimados pelo modelo. Na simulação DA12 STD, o VCF aparece deslocado para sul em relação à DA12, centrado em 24,8° S, e formando um dipolo com um vórtice anticiclônico pelos campos de corrente. Porém, as velocidades associadas às bordas do VCF são mais fracas e este não é visível no campo de TSM.

Percebe-se pelos perfis verticais de velocidade, um deslocamento do centro do vórtice de cerca de 25 km em superfície ao longo do transecto Maricá entre as simulações. Em relação às seções verticais de salinidade e temperatura, a simulação DA12 apresenta uma diminuição de ambos na região de formação do centro do vórtice que não é observada na simulação DA12 STD. Apesar das diferenças de erro de salinidade e temperatura na coluna d'água de ambas as simulações em relação aos dados assimilados não terem sido significativas estatisticamente (em uma integração espacial), como apontado no item 5.3.1, observa-se diferenças qualitativas na comparação ao longo da radial do *glider*.

A seguir, da Figura 5-32 à Figura 5-37, são apresentados os resultados para o ciclo 11, que corresponde ao período de 10 a 17 de maio de 2013.

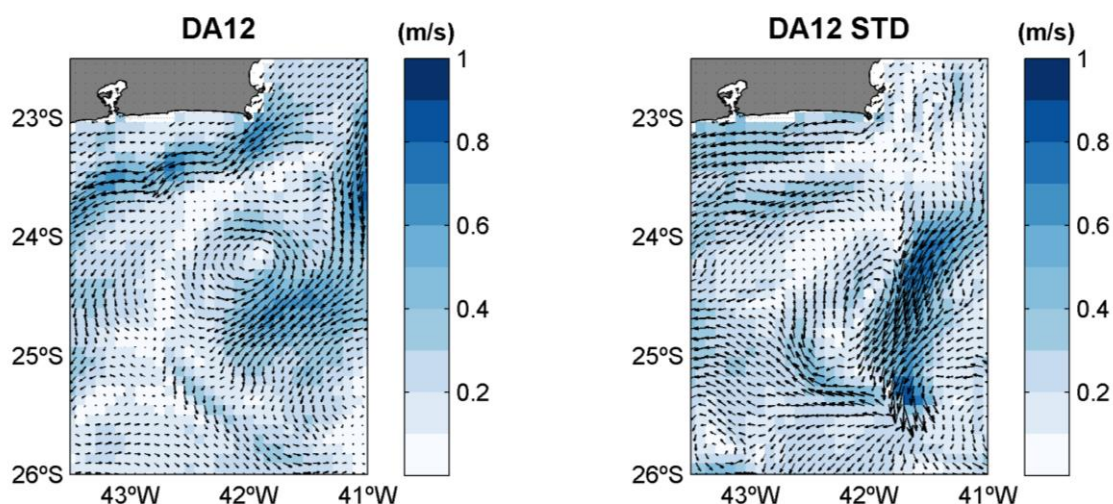


Figura 5-32: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 14/05/2013 (ciclo 11).

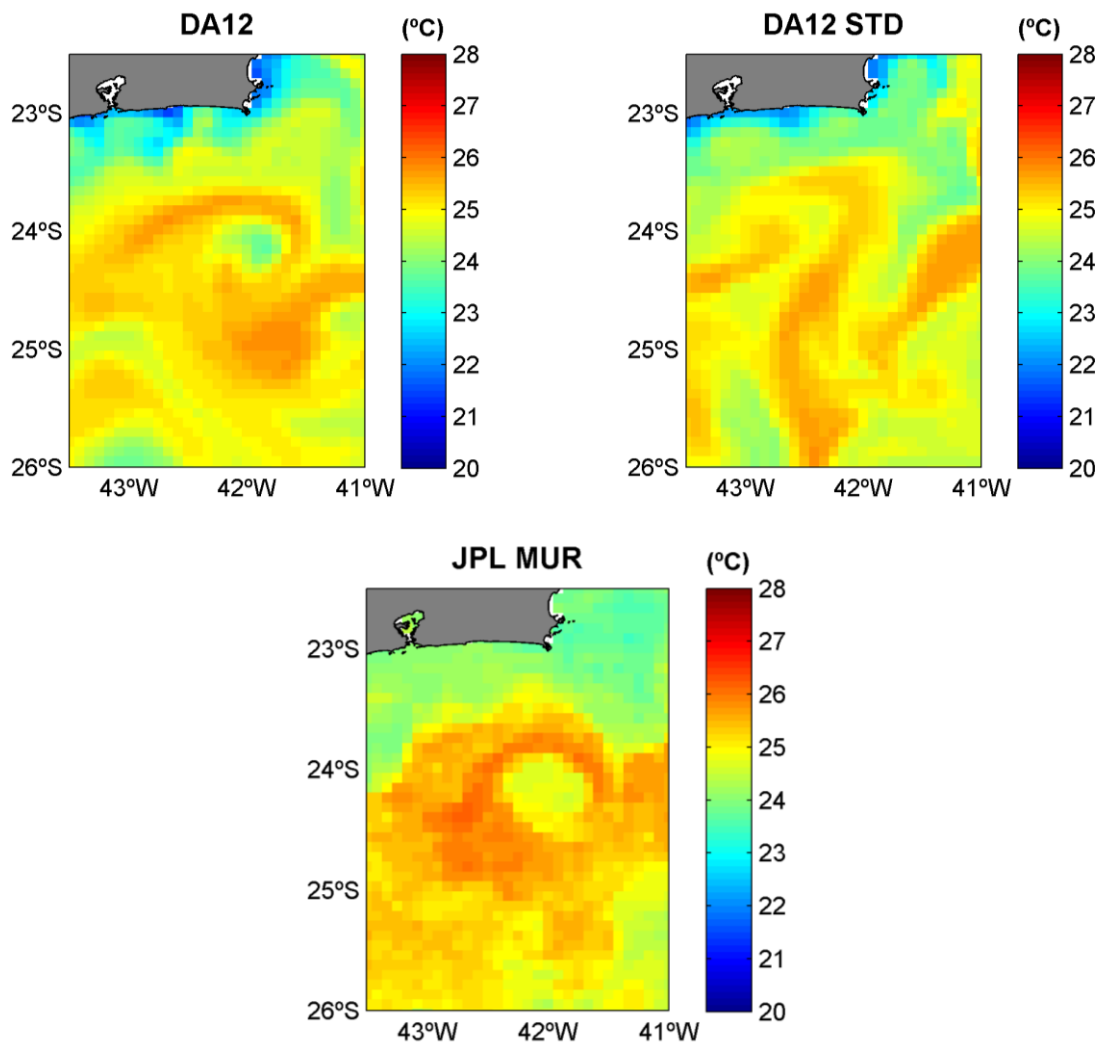


Figura 5-33: Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 14/05/2013 (ciclo 11).

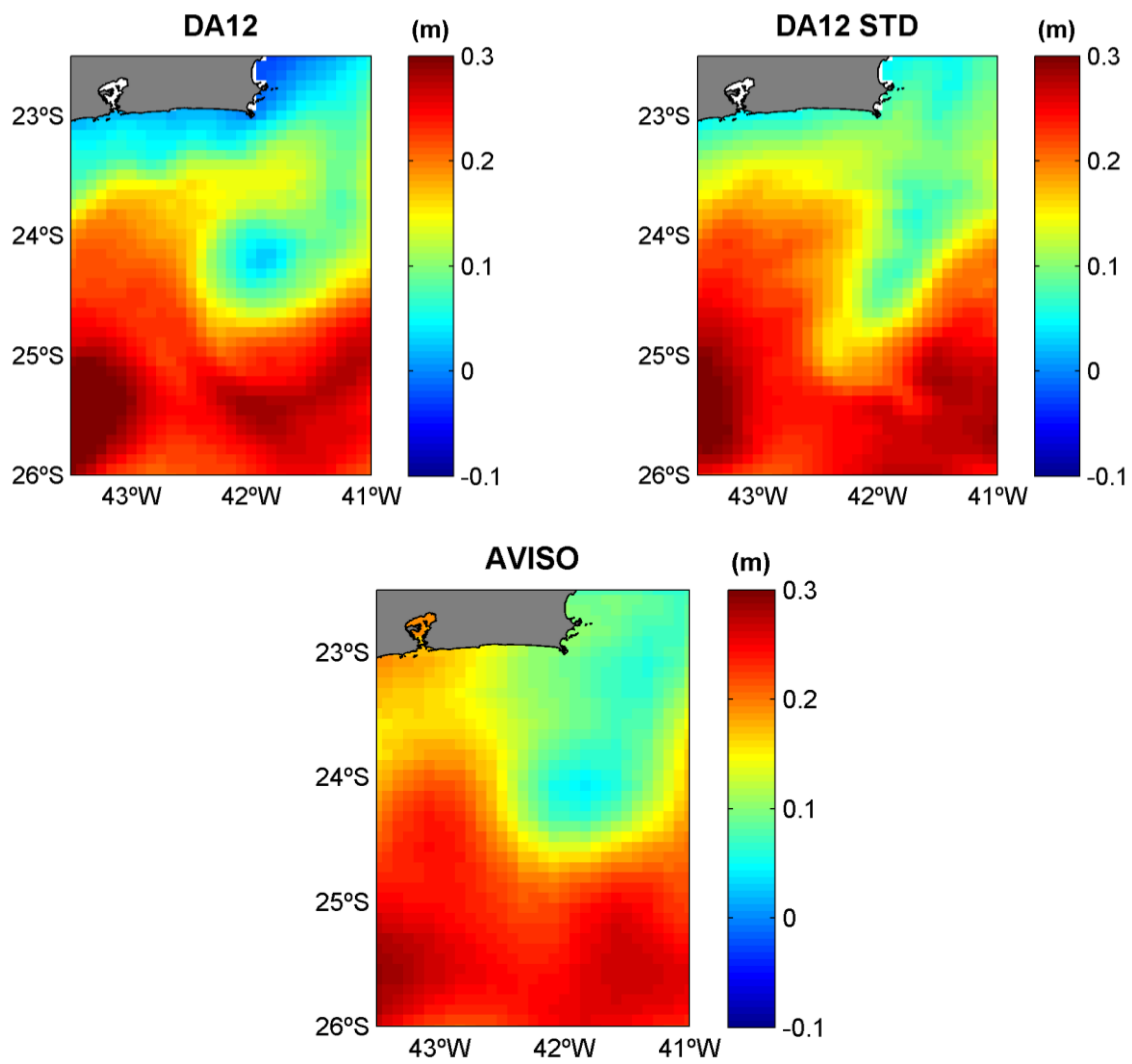


Figura 5-34: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do AVISO na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 14/05/2013 (ciclo 11).

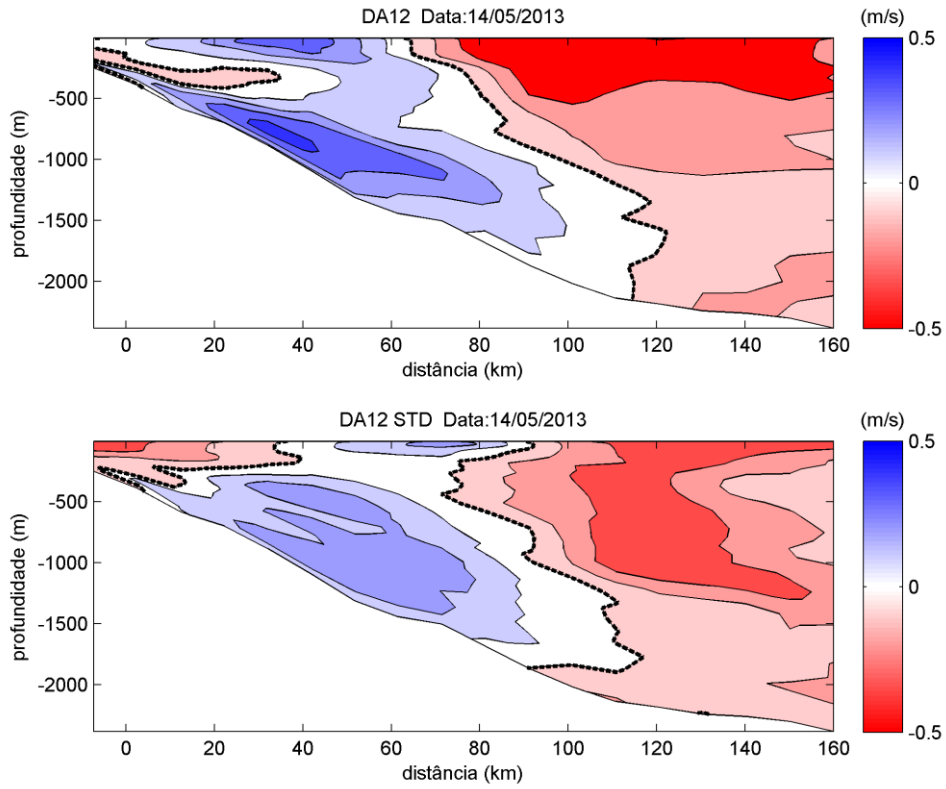


Figura 5-35: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 11.

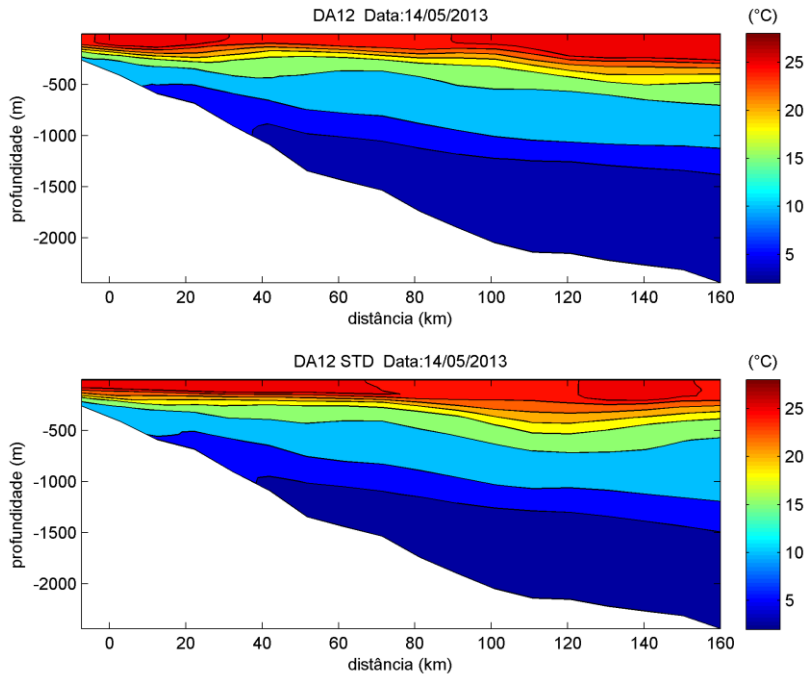


Figura 5-36: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 11.

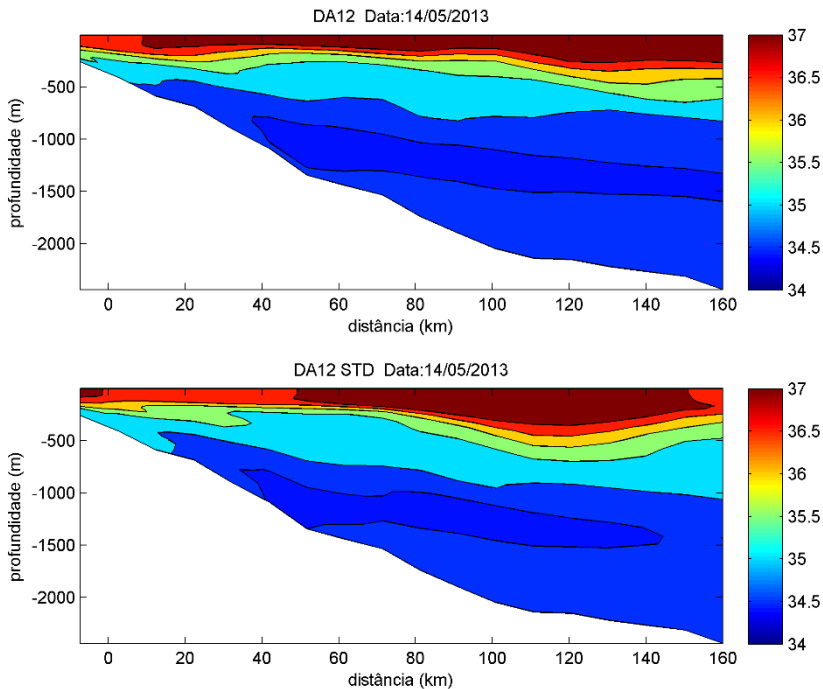


Figura 5-37: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 11.

Neste ciclo, novamente o VCF aparece mais claramente nos campos de corrente da simulação original. Entre os campos de TSM, a simulação que melhor se assemelha aos dados do JPL-MUR em relação ao VCF é a DA12. A aplicação do desvio padrão do erro de *background* calculado a partir da análise prévia de uma rodada assimilativa com dados de TSM do POES (DA12 STD) aparentemente degrada a representação de TSM quando comparada à outra fonte para essa observação (JPL-MUR) neste ciclo. DA12 também apresentou maior semelhança com os dados de ASM do AVISO.

No transecto Maricá, percebe-se o deslocamento também em torno de 25 km do núcleo do vórtice próximo à superfície entre as simulações.

A seguir, da Figura 5-38 à Figura 5-43, são apresentados os resultados para o ciclo 12, que corresponde ao período de 17 a 24 de maio de 2013.

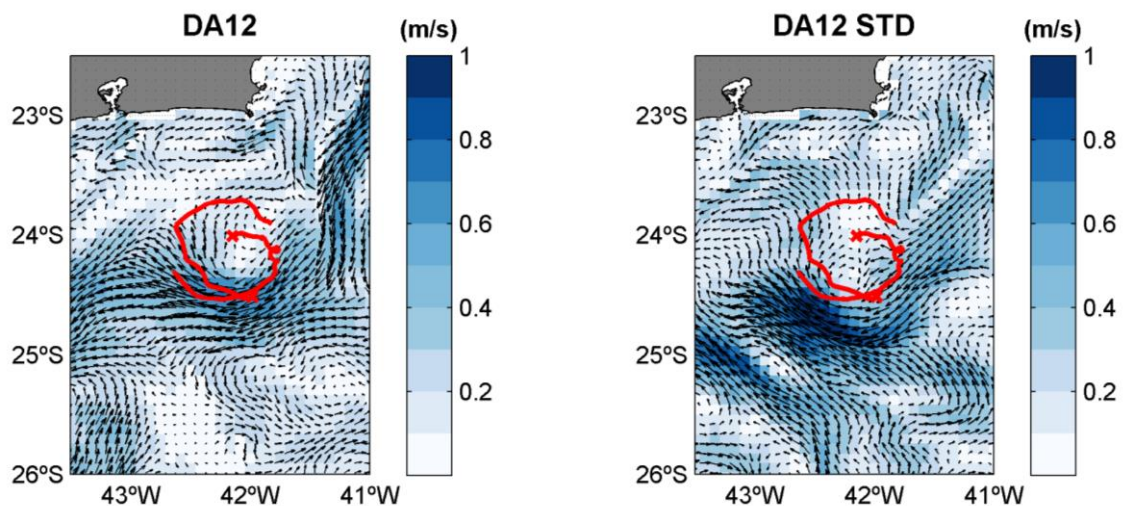


Figura 5-38: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 22/05/2013 (ciclo 12) e trajetória dos derivadores 7 e 8.

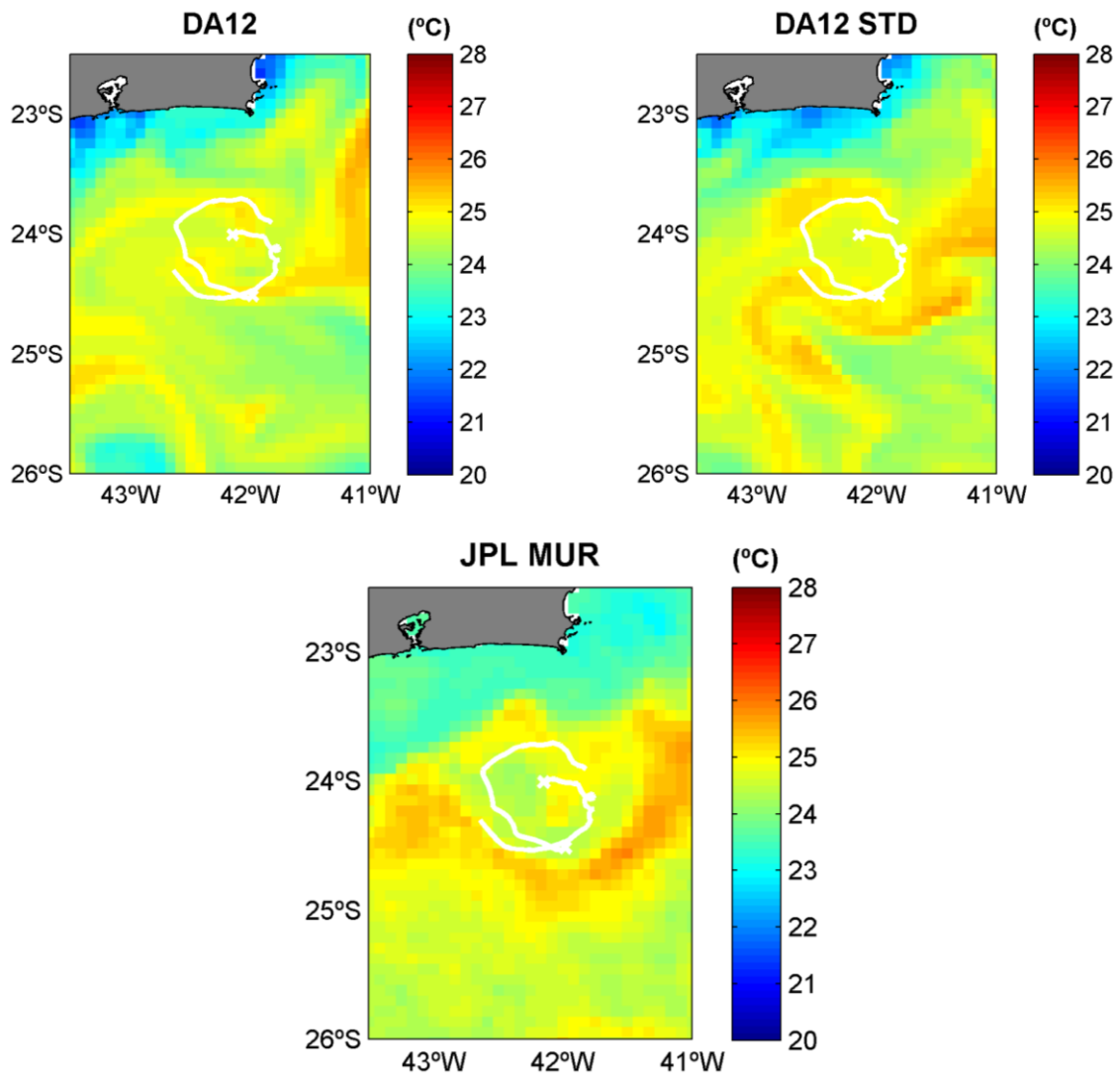


Figura 5-39: Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 22/05/2013 (ciclo 12) e trajetória dos derivadores 7 e 8.

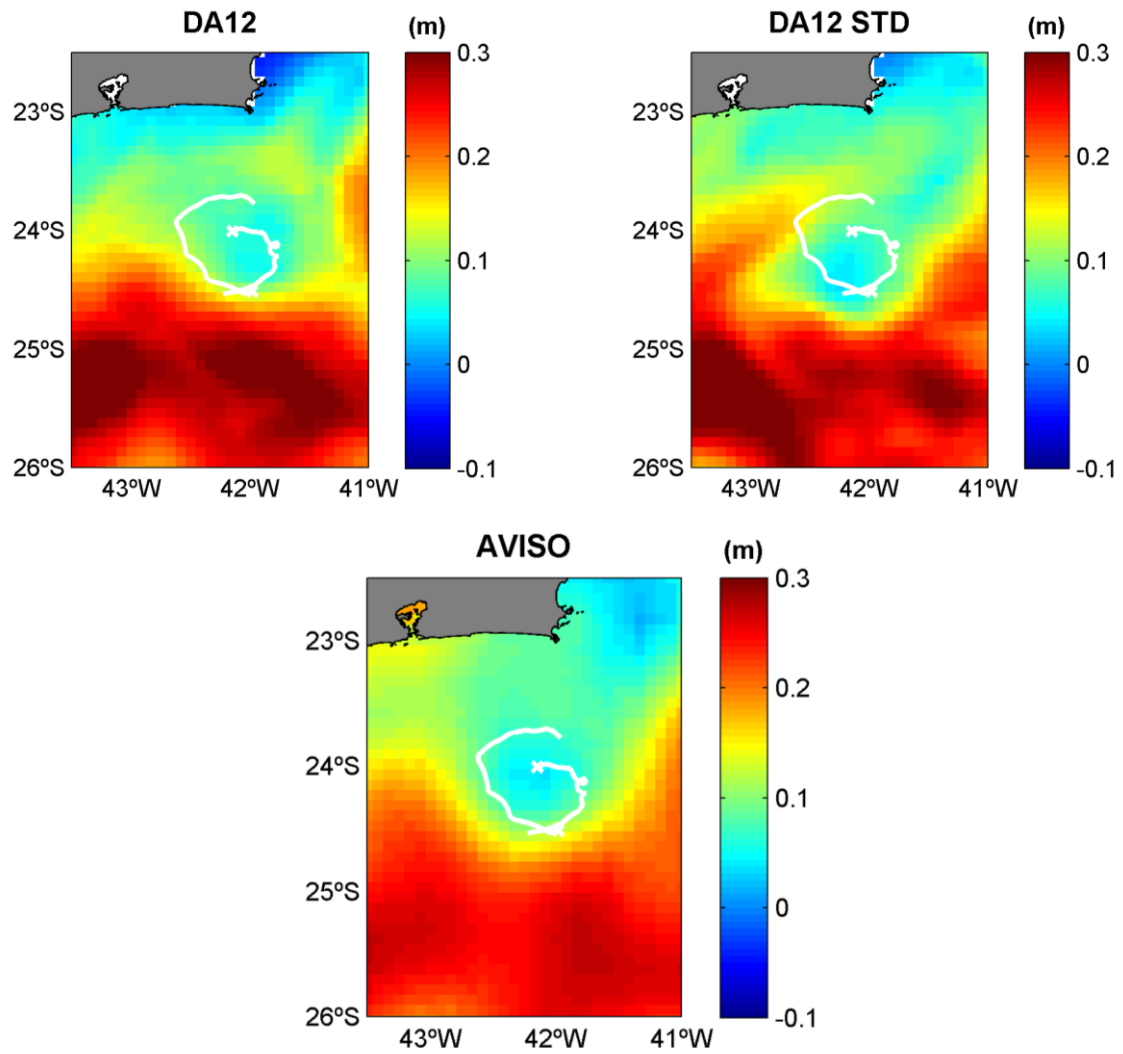


Figura 5-40: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 21/05/2013 (ciclo 12) e trajetória dos derivadores 7 e 8.

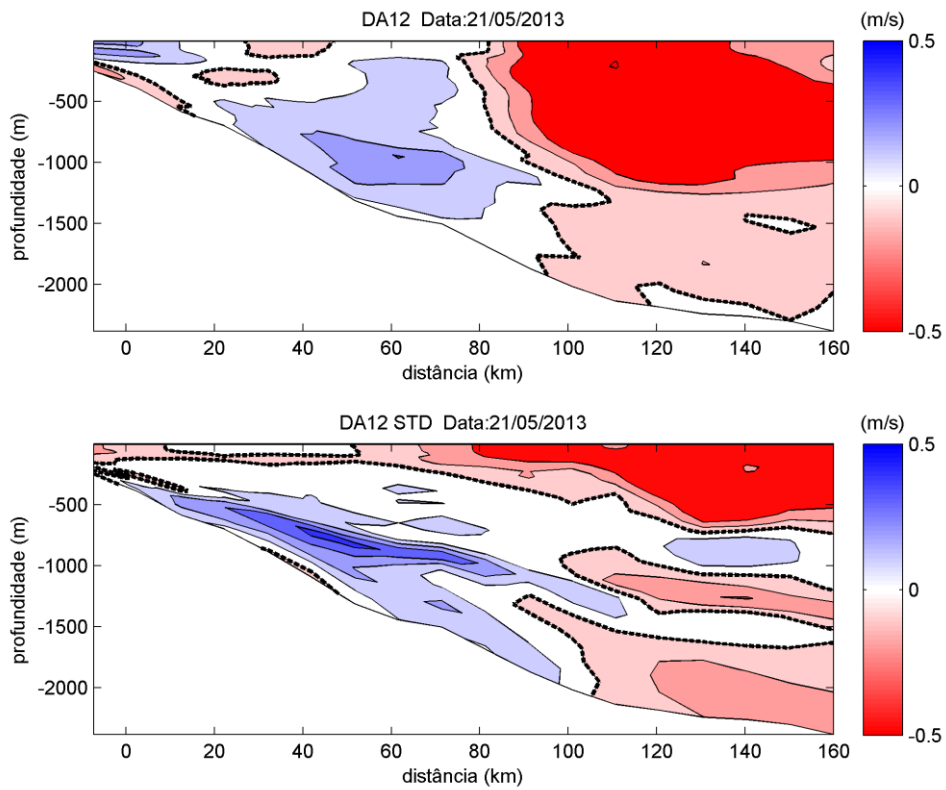


Figura 5-41: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 12.

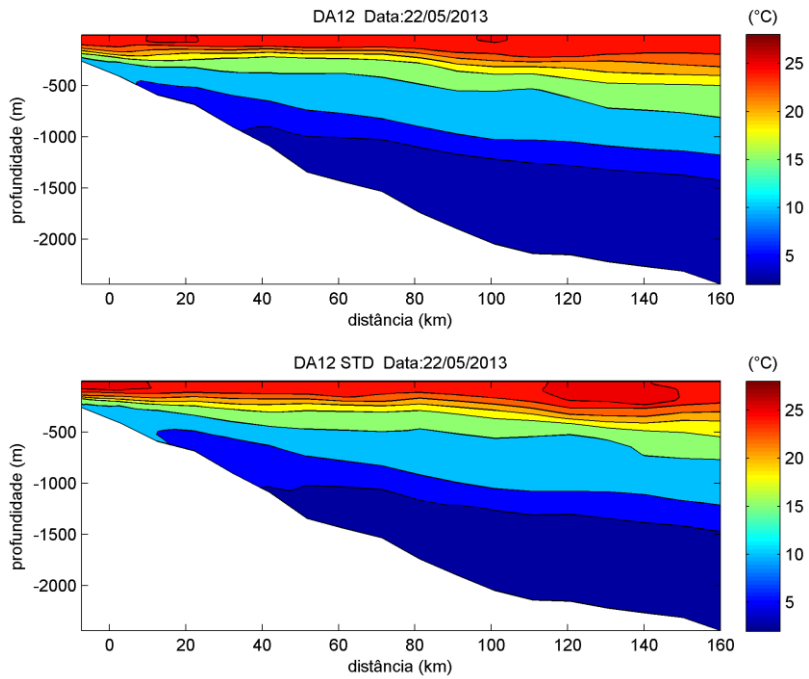


Figura 5-42: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 12.

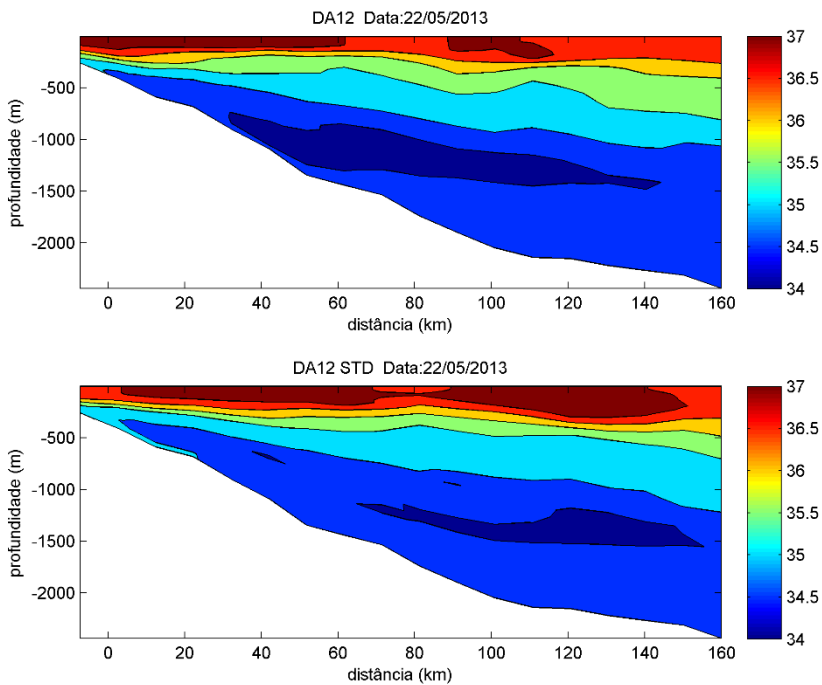


Figura 5-43: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 12.

No ciclo 12, correspondente ao período de 17 a 24 de maio de 2013, o VCF aparece bem marcado em ambas as simulações. Percebe-se pela ASM que na DA12 STD o vórtice se apresenta mais intenso, com maior diferença de altimetria entre o centro e a borda e mais parecido com o observado pelo dado do AVISO. No entanto, o núcleo parece deslocado para sul. Nas seções verticais de temperatura e salinidade, porém, a assinatura do vórtice não é clara quanto o observado em superfície.

A seguir, da Figura 5-44 à Figura 5-49, são apresentados os resultados para o ciclo 13, correspondente ao período de 24 a 31 de maio de 2013.

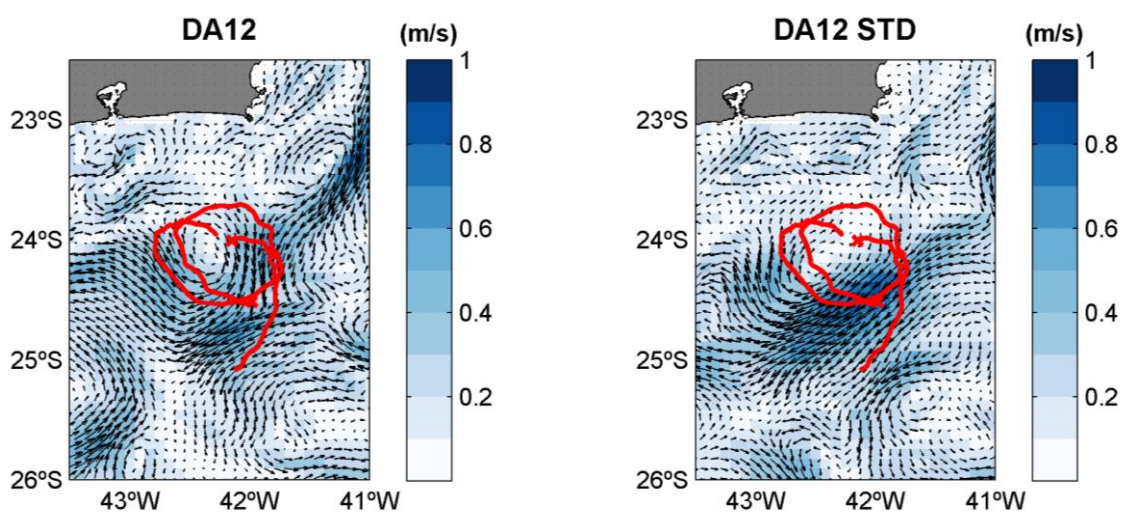


Figura 5-44: Comparação dos campos de corrente em superfície para todas as simulações na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 27/05/2013 (ciclo 13) e trajetória dos derivadores 7 e 8.

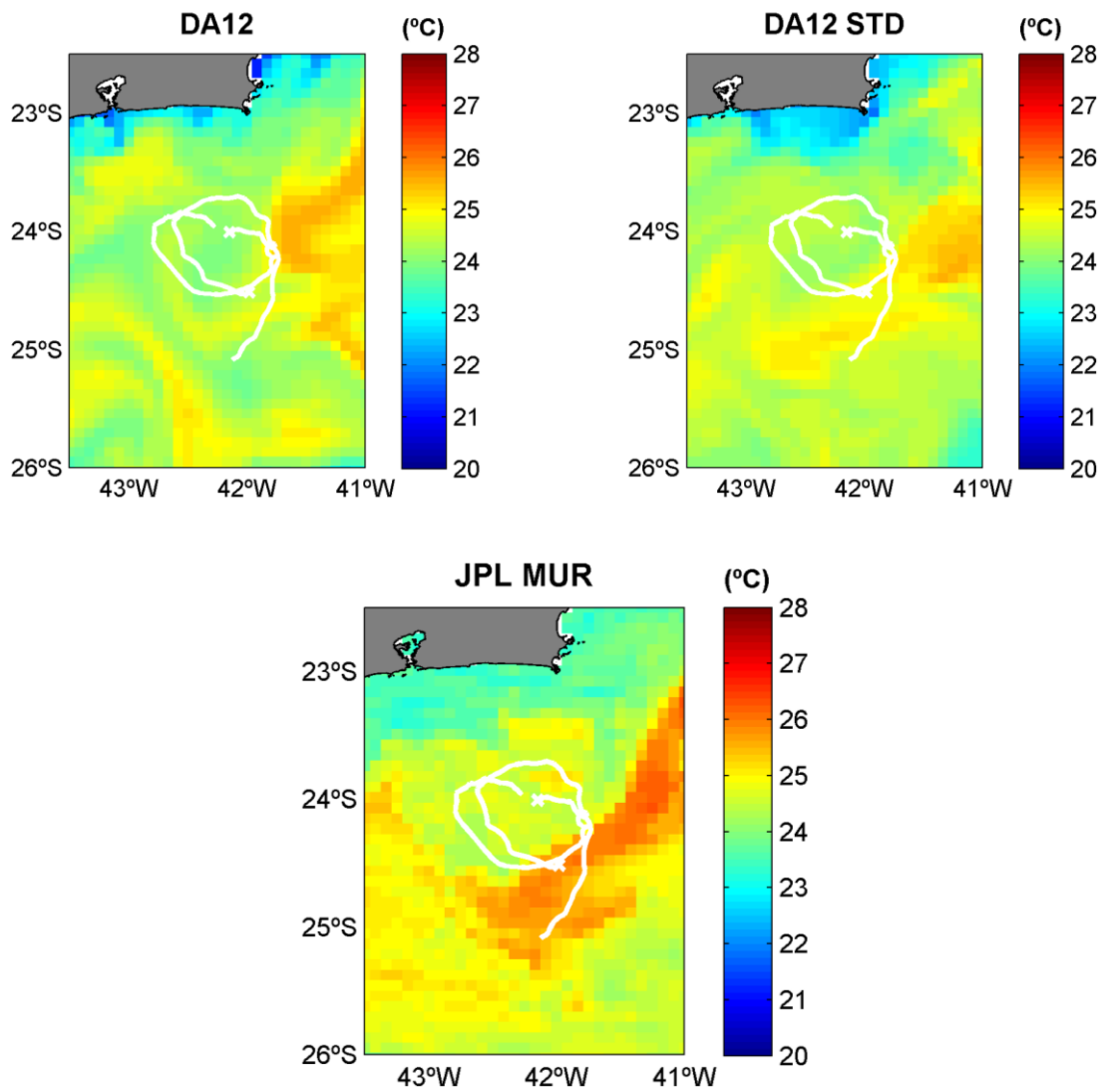


Figura 5-45 Comparação dos campos de TSM para todas as simulações e para os dados do JPL MUR na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 27/05/2013 (ciclo 13) e trajetória dos derivadores 7 e 8.

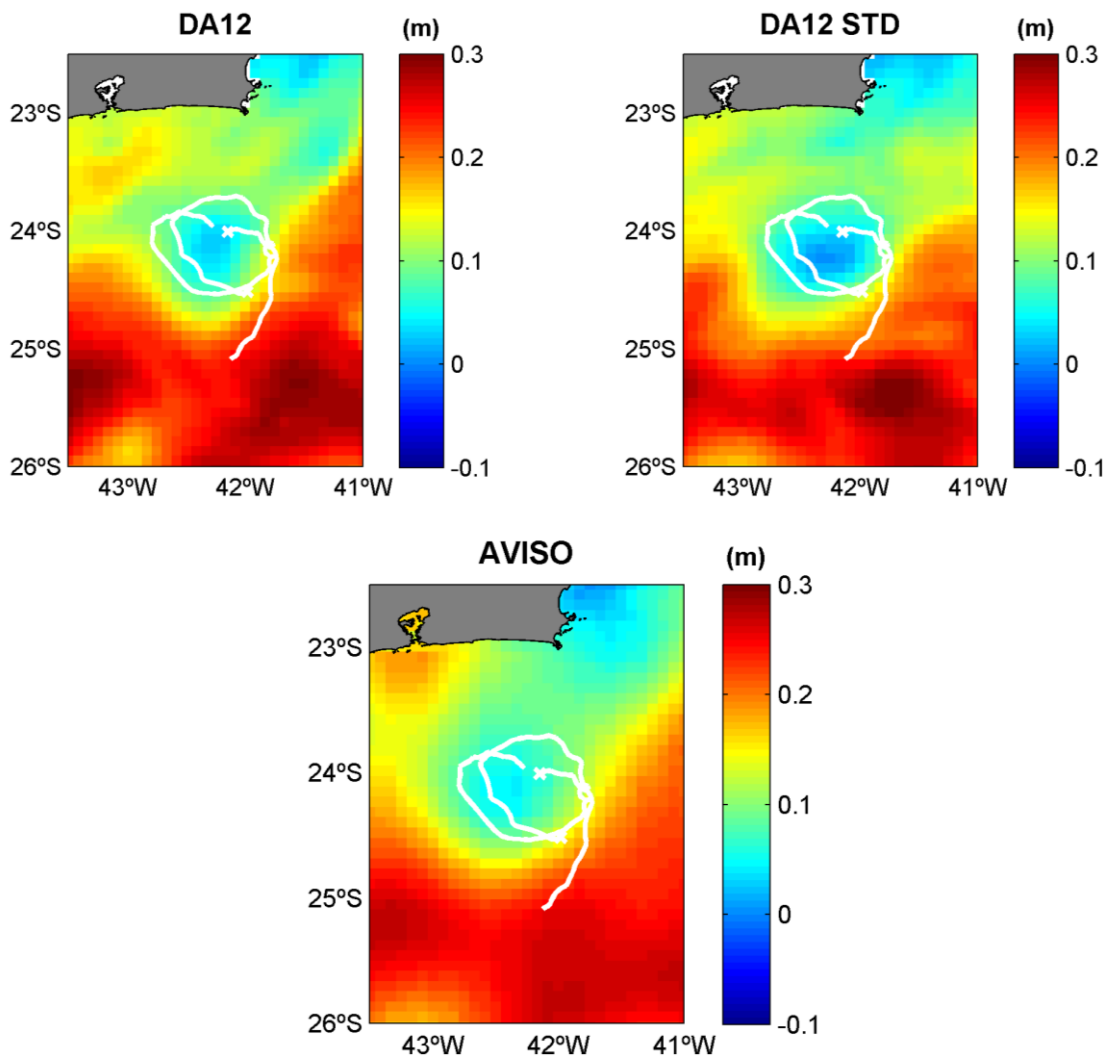


Figura 5-46: Comparação dos campos de ASM para todas as simulações e para os dados do AVISO na região de formação do vórtice de Cabo Frio no dia 27/05/2013 (ciclo 13) e trajetória dos derivadores 7 e 8.

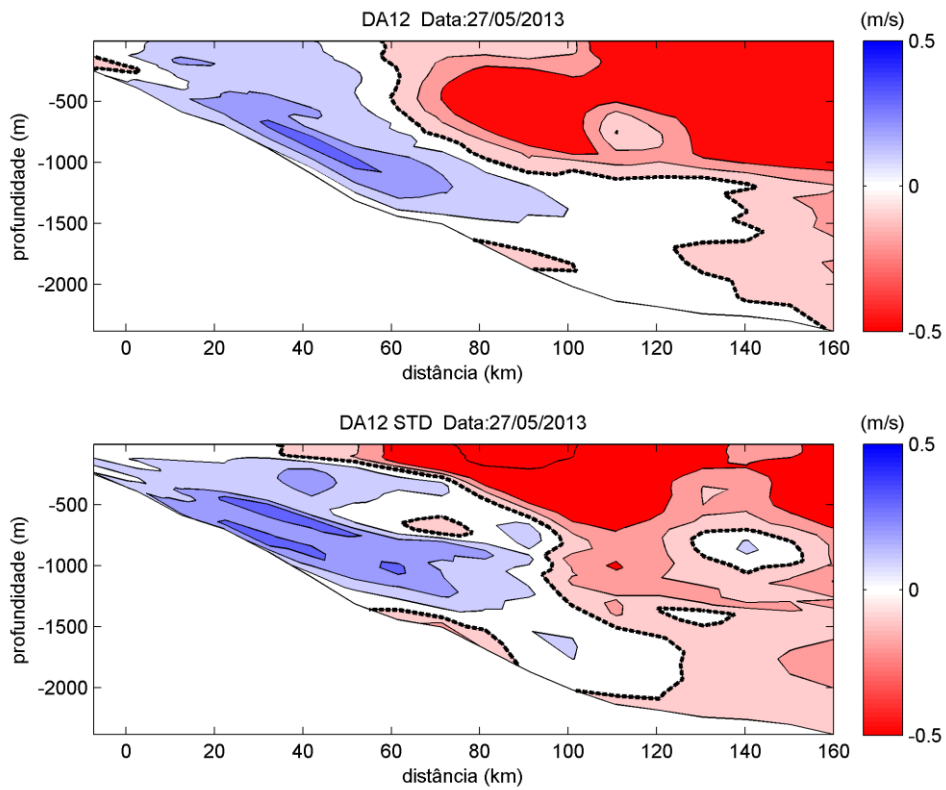


Figura 5-47: Comparação da componente horizontal (u) da velocidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 13.

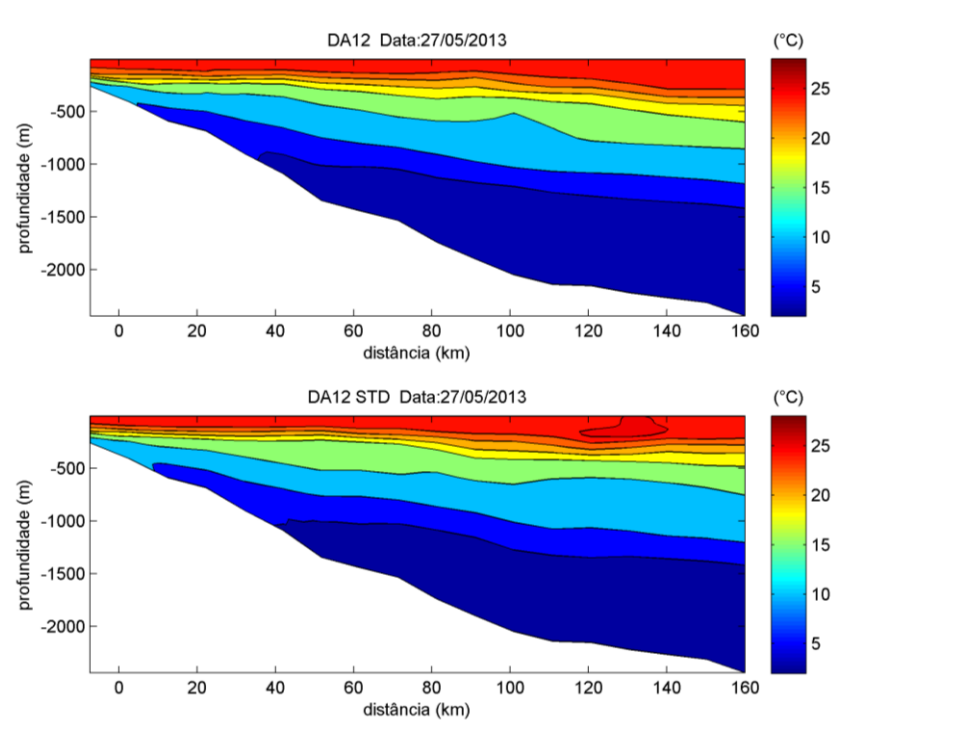


Figura 5-48: Comparação da temperatura das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 13.

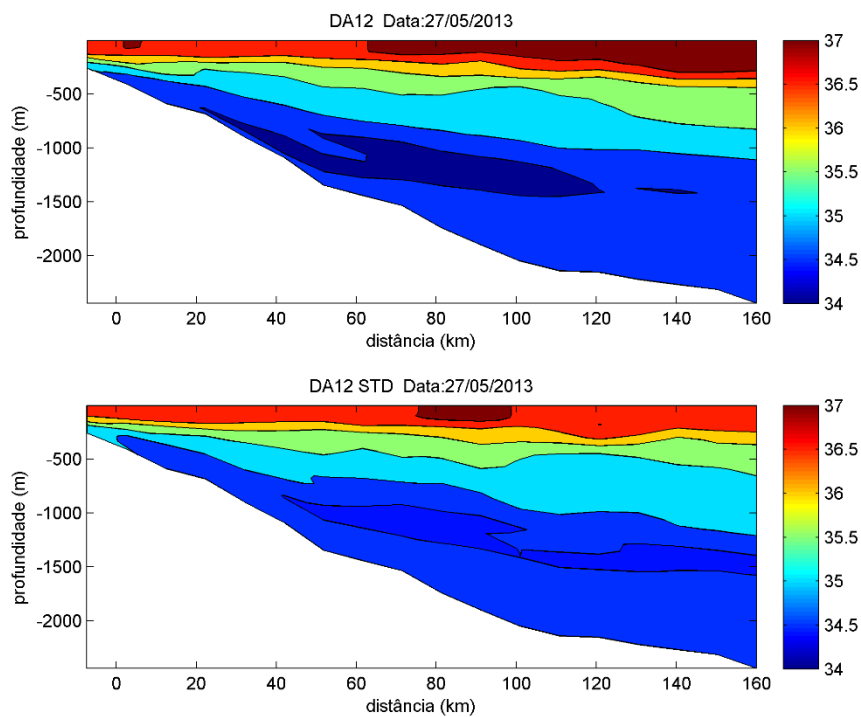


Figura 5-49: Comparação da salinidade das simulações com o desvio padrão original (DA12) e modificado (DA12 STD) ao longo de uma seção vertical no ciclo 13.

No ciclo 13, os resultados da simulação DA12 STD ainda apresentam o VCF mais demarcado, principalmente em relação à ASM. No entanto, mesmo o dado do AVISO sendo assimilado na simulação e ainda considerado no desvio padrão, os valores de altimetria no centro do vórtice pelas observações são menores, se assemelhando mais ao observado na simulação com configuração padrão (DA12).

O padrão de velocidade na coluna d'água é semelhante entre as simulações, porém com desvio em torno de 20 km do núcleo do vórtice para as camadas superficiais. A temperatura na coluna d'água apresentou pouca diferença entre as duas simulações, enquanto a salinidade apresentou valores maiores em geral na simulação DA12 STD.

Entre as amostragens do *glider* para o período de análise, foi selecionada uma ao longo do transecto Maricá entre os dias 07 e 17/05/2013 (Figura 5-50). Esta data compreende os dias do ciclo 11 e parte do ciclo 10 de assimilação de dados, período em que não houve derivadores para comparação da representação do VCF. Por isto, foi selecionado o dado do *glider* para este período para uma comparação da representação vertical do vórtice. A presença do VCF pode ser observada pela inclinação das isotermas e isohalinas associadas a maiores concentrações de clorofila em torno da distância de 50-70 km. Nas seções transversais do modelo para temperatura e salinidade ao longo do transecto Maricá, pouco foi observado o efeito do vórtice sobre as isotermas e isohalinas. No entanto, o vórtice pôde ser observado nos perfis da componente u da velocidade apresentados anteriormente.

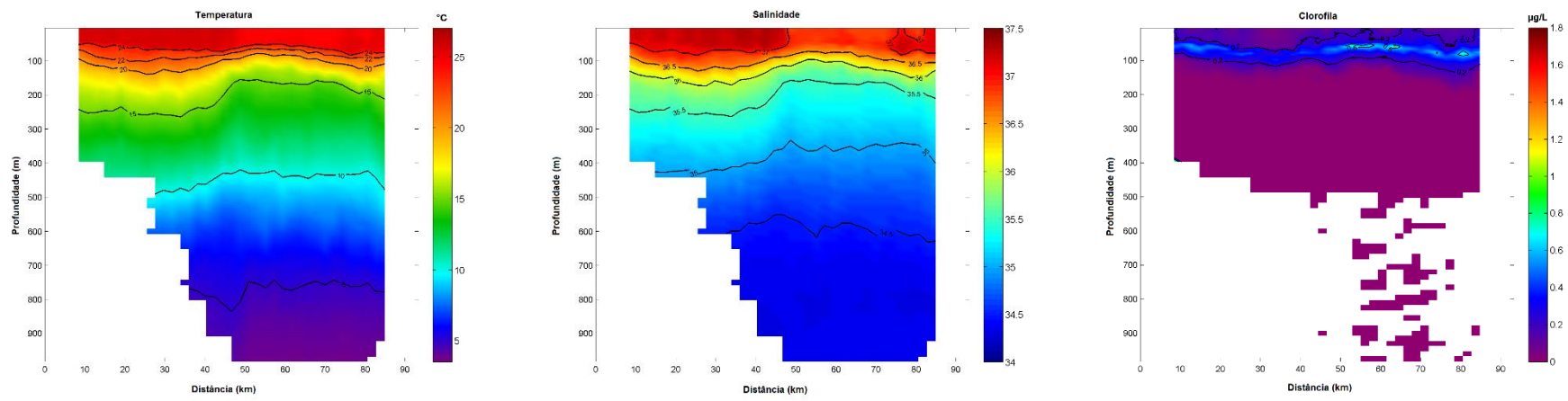


Figura 5-50: Perfis de temperatura, salinidade e clorofila obtidos pelo *glider* do projeto Azul no transecto Maricá entre os dias 07 e 17/05/2013.

6. Discussão e Conclusões

O desvio padrão do erro de *background* em sistemas de modelagem numérica com assimilação de dados 4D-variacional tem como função garantir que as correções das variáveis de controle não excedam a magnitude da variabilidade típica. Esta dissertação teve como proposta a aplicação e a avaliação do desempenho de uma atualização do desvio padrão do erro de *background* para as condições iniciais e de contorno a partir da análise prévia (*prior*) de uma simulação com assimilação de dados. Para isso foi conduzido um experimento de três meses considerando a variação do desvio padrão de *background* a partir de informações de um ciclo assimilativo e os resultados comparados com uma simulação na configuração padrão.

A elaboração da metodologia testada objetivou uma alternativa que fosse fácil de implementar e operacionalizar para variar o desvio e melhorar os resultados, sem perder, no entanto, a validade dinâmica e física do mesmo, já que a variação se baseou na solução prévia de um esquema de assimilação com resultados validados e comprovadamente satisfatórios para a região de interesse (FRAGOSO *et al.*, 2016) e para os processos de mesoescala.

De forma geral, o desvio padrão do erro de *background* modificado apresentou valores maiores do que o desvio padrão original (calculado a partir de uma rodada livre) para todas as variáveis. A variável que apresentou o maior aumento foi a elevação da superfície do mar, com aumento de 34% na média para todo o domínio e todo o período de simulação e de 54% para o mês de maio. Em seguida aparece a temperatura, com aumento total de 22%, chegando a 45% em maio.

Nas comparações das simulações com observações dependentes e independentes, os menores valores para as métricas de erro consideradas foram observados em geral para a simulação com a abordagem em que o desvio padrão foi calculado a partir da assimilação de dados (DA12 STD). Portanto, o aumento dos erros associados ao campo de *background* em geral refletiu na diminuição das diferenças em relação às observações.

No entanto, as reduções percentuais dos erros não foram altas. A maior redução de RMSE da simulação original (DA12) para a simulação com a abordagem nova (DA12 STD) em relação às observações assimiladas pelo modelo foi de 15% para os dados de ASM do AVISO. Para as observações independentes, as maiores reduções foram de 10%

no RMSE de TSM do JPL-MUR quando considerada a região do vórtice de Cabo Frio e uma redução de até 14% no RMSE da componente meridional média da velocidade de derivadores oceânicos lançados na região.

As diferenças entre as simulações DA12 e DA12 STD foram estatisticamente significativas para as comparações com as observações de satélite tanto assimiladas pelo modelo (TSM POES e ASM AVISO) quanto não assimiladas (TSM JPL-MUR) e para a componente meridional (v) da velocidade dos derivadores. Para os dados *in situ* de temperatura e salinidade, a diferença das simulações considerando toda a coluna d'água não foi estatisticamente significativa (a nível de significância de 5%).

No caso da TSM, apesar da diferença das médias ser estatisticamente significativa, ressalta-se que esta diferença se concentra nos primeiros dias de simulação. Dessa forma, a abordagem testada pode ser útil para simulações de curto alcance, pelo menos no que diz respeito aos fenômenos que possuem o mesmo padrão de variabilidade espacial e temporal do analisado no presente estudo (VCF). Cabe ressaltar, portanto, que a convergência das duas abordagens após determinado tempo de simulação pode não estar relacionada apenas com a eficiência destas na assimilação dos dados, mas também com características sazonais. O período de inverno, que apresenta as menores variações entre os resultados das rodadas assimilativas é também o que apresenta menor redução das métricas de erro entre a simulação assimilativa original (DA12) e a rodada livre.

Em relação à representação do vórtice de Cabo Frio, foram observadas diferenças na representação em superfície e na estrutura vertical da velocidade entre as simulações com assimilação de dados, embora não seja clara qual das simulações assimilativas representou melhor a feição durante toda a simulação. Ressalta-se se tratar de um fenômeno com grande variabilidade espacial e temporal e, portanto, de difícil reprodução pelos modelos numéricos. O sistema de assimilação de dados utilizado melhora a representação da ocorrência do VCF, como apresentado em FRAGOSO *et al.* (2016), mas entre as simulações assimilativas as diferenças são mais sutis. A comparação da representação do VCF no presente estudo se limitou a uma avaliação qualitativa dos campos em superfície e seções transversais, que permitiram observar que há algumas diferenças, entre elas a posição do vórtice e valores de TSM e ASM no centro. Diferenças nos valores de ASM podem levar a diferenças no gradiente de pressão entre centro e borda do vórtice e, conseqüentemente, a diferenças nos campos de velocidade. Na comparação dos resultados com as correntes em superfície dos derivadores capturados pelo VCF (derivadores 7 e 8), as métricas de erro foram menores para a simulação DA12 STD.

As reduções de erro do modelo em relação às observações dependentes obtidas no presente estudo foram, em geral, da mesma magnitude que as observadas no estudo de FALLER (2016), em que também foi realizada uma alteração na matriz de covariância dos erros de *background* em um sistema de assimilação de dados 4DVAR do ROMS similar e na mesma área de estudo. Em FALLER (2016), no entanto, as alterações foram aplicadas em uma componente de correlação da matriz B, especificamente na componente vertical da matriz de correlação univariada (C_v), enquanto nesta dissertação foram feitas alterações nos componentes de variância da matriz B, especificamente na matriz Σ , dos desvios padrão dos erros de *background* (para as condições iniciais e de contorno).

Entre outros estudos recentes que discutem a matriz de covariância dos erros, e mudanças nos campos de desvio padrão do ROMS 4DVAR especificamente, há o trabalho de MATTERN *et al.* (2018). Neste trabalho, foram aplicados ajustes iterativos nas matrizes de covariância dos erros tanto das observações (R) quanto de *background* (B) baseados no diagnóstico de DESROZIERS *et al.* (2005). Esta metodologia foi aplicada para duas configurações da assimilação de dados, que diferiam nos campos iniciais considerados para R e B. Em relação às diferenças iniciais em B, uma simulação teve a matriz de desvio padrão calculada mensalmente a partir de uma rodada sem assimilação de dados, de forma análoga à simulação DA12 do presente estudo, enquanto na outra foi considerado um desvio padrão único para todo o domínio, variando apenas com a profundidade. Após aplicação dos ajustes iterativos, não houveram reduções consideráveis no RMSE em relação às observações de ASM e de temperatura. Porém, diferente do observado nesta dissertação, as maiores diferenças foram observadas no RMSE de salinidade ao longo da coluna d'água, com reduções de 20% e 40%, sendo a maior redução na simulação em que o desvio padrão inicial era variável espacialmente. Além de diferenças no valor utilizado como erro observacional para a salinidade, os valores médios de desvio padrão usado nas duas simulações de MATTERN *et al.* (2018) foram maiores que os valores obtidos aqui, o que pode explicar o maior ganho para esta variável.

Apesar da diferença na salinidade, MATTERN *et al.* (2018) observaram que após os ajustes iterativos no desvio padrão dos erros de *background* e das observações, as simulações se tornaram parecidas em relação às diferenças modelo-dado para as demais variáveis. Por isso, os autores sugerem que a utilização de estruturas simples para a matriz B associada a estes ajustes das covariâncias de acordo com o diagnóstico de DESROZIERS *et al.* (2005) poderia dispensar a necessidade da realização de rodadas

longas ou *ensembles* para determinação de B. Nesta dissertação, no entanto, a variação espacial do desvio padrão do erro de *background* permitiu que fosse dado peso diferente entre as observações e os dados de acordo com a variabilidade típica de cada região. Esta variabilidade pode diferir bastante no domínio considerado, principalmente quando analisados os resultados de superfície, e pode ser importante manter essa premissa para conservar a representação da dinâmica local.

O custo computacional das rodadas DA12 e DA12 STD é o mesmo (de aproximadamente 15 horas por ciclo de assimilação na máquina utilizada), o que difere é o campo considerado como desvio padrão de *background*. No caso em questão, já havia disponível uma rodada assimilativa para a região e período analisado (simulação DA12) e a abordagem permitiu avaliar a sensibilidade do modelo às variações do desvio padrão do erro de *background*. No entanto, verificadas as diferenças e os ganhos da abordagem, sugere-se que seja automatizada, com o campo de desvio padrão sendo retroalimentado pelo modelo. Uma alternativa para esta atualização de forma prática seria utilizar as soluções prévias de uma quantidade determinada de ciclos para trás no tempo para atualizar esta informação. Neste caso, haveria um custo computacional a mais, porém, espera-se um custo associado baixo, visto que o cálculo deste campo foi pouco custoso na forma manual.

CHENG *et al.* (2010) testaram uma metodologia híbrida de variação das matrizes de covariância dentro dos ciclos de um esquema de assimilação 4D-VAR a partir da substituição de alguns subespaços da matriz B e obtiveram redução de RMSE quando comparado com uma simulação com covariâncias de erro de *background* estáticas. A alteração foi aplicada de forma que a matriz modificada de um ciclo pudesse ser usada como *background* do próximo ciclo. Embora as premissas usadas para atualizar a matriz B neste trabalho sejam diferentes das desta dissertação, a forma de aplicação da atualização a partir dos ciclos anteriores dá subsídio para os trabalhos futuros de automatização da presente metodologia.

Conforme dito na introdução, o método 4DVAR de assimilação de dados é, ainda, pouco explorado no Brasil, sendo o trabalho de FRAGOSO *et al.* (2016) a primeira implementação, seguida pelo trabalho de FALLER (2016), este segundo também com foco nas matrizes de covariância do erro de *background*. Recentemente, tem surgido mais trabalhos no campo de assimilação de dados no Brasil, porém ainda há muitas lacunas, mesmo mundialmente, sobre os parâmetros matemáticos envolvidos. O presente trabalho é uma contribuição para o entendimento do impacto do desvio padrão do erro de

background na assimilação de dados 4D-Variacional. No entanto, o trabalho sugere a necessidade da continuidade de desenvolvimentos que possam aperfeiçoar a aplicação do método 4DVAR na região de estudo. Entre os trabalhos futuros, especificamente para o desvio padrão, pretende-se avaliar a influência desta variação sobre outras propriedades da circulação da região de estudo, como o transporte da Corrente do Brasil. Pretende-se também avaliar simulações com desvio padrão do erro de *background* variando a cada ciclo assimilativo, calculado a partir de simulações com e sem assimilação de dados, e a possibilidade de automatização da abordagem. Outros trabalhos em desenvolvimento sobre demais parâmetros do método envolvem testes para determinar o intervalo mais adequado para as janelas de assimilação.

7. Referências bibliográficas

- ARANGO, H.G., LEVIN, J.C., CURCHITSER, E.N., ZHANG, B., MOORE, A.M., HAN, W., GORDON, A.L., LEE C.M., GIRTON, J. B. Development of a hindcast/forecast model for the Philippine Archipelago. *Oceanography* 20(1):58– 69, 2011.
- AVISO. Merged TOPEX-Poseidon products (GDR-Ms). AVISO User Handbook. 3^a ed. Disponível em: <http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_tp_gdrm.pdf> Acesso em 20/05/2018. 1996.
- BANNISTER, R. N. A review of forecast covariance error statistics in atmospheric variational data assimilation. I: Characteristics and measurements of forecast error covariances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, p. 1951-1970, 2008.
- BENNETT, A.F. Inverse Modeling of the Ocean and Atmosphere. Cambridge University Press, Cambridge, 2002.
- BERTI S, DOS SANTOS FA, LACORATA G, VULPIANI A. Lagrangian Drifter Dispersion in the Southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr* 41: 1659-1672. 2011.
- BOECHAT, A.C.R. Análise de dados oceanográficos oriundos do Projeto Azul obtidos em uma radial no norte da Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 127 p. 2015.
- BERGMAN, C. F. Estimativa de transporte da Corrente do Brasil na latitude de Cabo Frio por meio de um veículo autônomo Seaglider. Monografia (Graduação em Oceanografia), Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 32 p. 2015.
- BROQUET, G., EDWARDS, C. A., MOORE, A.M., DOYLE, J.D. Application of 4DVARiational data assimilation to the California Current System. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 48, p. 69-91, 2009a.
- BROQUET, G., MOORE, A.M., ARANGO, H.G., EDWARDS, C.A. Corrections to ocean surface forcing in the California Current System using 4DVARiational data assimilation. *Ocean Modelling*, 36, p. 116-132, 2011.

BROQUET, G., MOORE, A.M., ARANGO, H.G., POWELL, B.S. Ocean state and surface forcing correction using the ROMS-I4DVAR data assimilation system. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 34, p. 5-13, 2009b.

CALADO, L. Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico Universidade de São Paulo / Brasil, 2001.

CALADO, L. Dinâmica da interação da atividade de mesoescala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de C. Frio e C. S. Tomé, RJ. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 144 pp, 2006.

CAMPOS, E. J. D. Estudos da circulação oceânica no Atlântico tropical e na região oeste do Atlântico subtropical sul. Tese (Doutorado), Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 114 p, 1995.

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

CAMPOS, E. J. D., GONÇALVES, J. E., IKEDA, Y. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 100, n. C9, p. 18537-18550, 1995.

CARVALHO, G.V., FRAGOSO, M.R., SOARES, F.L.M, MARIANO, L.S. 2017. Brazilian Coastal Current Representation on a 4DVAR Regional Modeling System. COSS-TT Meeting 2017. Cape Town, África do Sul..

CERRONE, B. N. Estatísticas da Circulação do Oceano Atlântico Sudoeste a partir de Dados Lagrangeanos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 48 p. 2010.

CHEN, K., HE, R., POWELL, B., GAWARKIEWICZ, G., MOORE, A. M., ARANGO, H. G. Data assimilative modeling investigation on Gulf Stream Warm Core Ring interaction with continental shelf and slope circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014.

CHENG, H.; JARDAK, M.; ALEXE, M.; SANDU, A. A hybrid approach to estimating error covariances in variational data assimilation. *Tellus*. n62 A. 2010.

CHIN TM, VAZQUEZ J, ARMSTRONG E, MARIANO A. Algorithm Theoretic Basis Document: Multi-scale, motion-compensated analysis of sea surface temperature Version 1.1. Disponível em: <ftp://mariana.jpl.nasa.gov/mur_sst/tmchin/docs/ATBD/atbd_1.1 actual.pdf. Acesso em 14/06/2018.

COURTIER, P. Dual formulation of variational assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, p. 2449-2461, 1997.

COURTIER, P., ANDERSSON, E., HECKLEY, W., VASILJEVIC, D., HAMRUD, M., HOLLINGSWORTH, A., RABIER, F., FISHER, M., PAILLEUX, J. The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124, p. 1783- 1807, 1998.

COURTIER, P., THÉPAUT, J. N., HOLLINGSWORTH, A. A strategy for operational implementation of 4DVAR, using an incremental approach. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120, p. 1367-1387, 1994.

DAGET, N., WEAVER, A. T., BALMASEDA, M. A. Ensemble estimation of background error variances in a three-dimensional variational data assimilation system for the global ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1071-1094, 2009.

DERBER, J., BOUTTIER, F. A reformulation of the background error covariance in the ECMWF global data assimilation system. *Tellus*, 51A, 195-221, 1999.

DERBER, J. C., ROSATI, A. A global ocean data assimilation system. *Journal of Physical Oceanography*, 19, p.1333-1347, 1989.

DESROZIERS, G., BERRE L., CHAPNIK, B., POLI, P. Diagnosis of observation, background- and analysis-error statistics in observation space. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131: 3385–3396, 2005.

DOS SANTOS, FA, DE OLIVEIRA ALSC, SOARES, FLM, CARVALHO, GV, SÃO TIAGO PM, SANTOS NG, GARÇÃO HF, PIMENTEL FP, BOECHAT AC, MARIANO LS, BERGMAN C, RINALDI FL, MIRANDA TC, CABRAL MM, DA CRUZ LMM, PELLEGRINI JAC, ASSAD LPF, LANDAU L, FRAGOSO MR. Projeto Azul: Operational Oceanography in an Active Oil and Gas Area Southeastern Brazil. In: Liu Y, Kerkering H, Weisberg RH (ed) *Coastal Ocean Observing Systems*, 1st edn. Elsevier, London, pp 99-116. 2016.

EDWARDS, C.A., MOORE, A.M., HOTEIT, I., CORNUELLE, B.D., 2015. Regional ocean data assimilation. *Annual Review of Marine Science* 7, 6.1–6.22.

EKELUND, T. 2013 Users' Guide: Sea Glider. Disponível em: <<https://stories.kongsberg.com/content/sea-glider>>. Acesso em 20/02/2019.

ERIKSEN, C. C.; OSSE, T. J.; LIGHT, R. D. Seaglider: A Long-Range Autonomous Underwater Vehicle for Oceanographic Research. *IEEE Journal of oceanic engineering*, v. 26, n. 4., p. 424-436. 2001.

EVANS, D., SIGNORINI, S. R. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, p. 48-50, 1985.

EVENSEN, G. The Ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dynamics*, 53, p. 343-367, 2003.

FALLER, D. G. Modelos Bayesianos Hierárquicos para estimar matrizes de covariância de erro vertical do *background* na assimilação de dados oceanográficos. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 182 pp, 2016.

FALLER, D. G. ; BOCK, C. S. ; TOSTE, R. ; ASSAD, L. P. F. ; EBECKEN, N. F. F. . Uso de modelos bayesianos hierárquicos na modelagem de matrizes de covariância de erro para assimilação de dados oceanográficos. In: XXXVII Iberian Latin American Congress on Computational Methods in Engineering, 2016, Brasília. XXXVII Iberian Latin American Congress on Computational Methods in Engineering, 2016.

FRAGOSO, M. R., CARVALHO, G. V., SOARES, F. L. M., FALLER, D. G., ASSAD, L. P. F., TOSTE, R., SANCHO, L. M. B., PASSOS, E. N., BÖCK, C. S., REIS, B., LANDAU, L., ARANGO, H., MOORE, A. M. A 4D-variational ocean data assimilation application for Santos Basin, Brazil. *Ocean Dynamics*, 66: 419, 2016.

GODOI, S. S. Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embanhamento de São Paulo (23,5°-27 °S). Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 p., 2005.

GUNZBURGER, M. D. Perspectives in Flow Control and Optimization. SIAM: Philadelphia, 2003.

HAIKVOGEL, D. B., ARANGO, H., BUDGELL, W. P., CORNUELLE, B. D., CURCHITSER, E., DI LORENZO, E., FENNEL, K., GEYER, W. R., HERMANN, A.

J., LANEROLLE, L., LEVIN, J., MCWILLIAMS, J. C., MILLER, A. J., MOORE, A. M., POWELL, T. M., SHCHEPETKIN, A. F., SHERWOOD, C. R., SIGNELL, R. P., WARNER, J. C., WILKIN, J. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *Journal of Computational Physics* 227, 3595–3624, 2008.

HANSEN, D.V.; POULIN, P.M., 1996, “Quality control and interpolations of WOCE/TOGA drifter data”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 13, pp. 900-909.

HÁTÚN, H.; ERIKSEN, C. C.; RHINES, P. B. Buoyant eddies entering the Labrador Sea observed with gliders and altimetry. *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, p.2838-2854. 2007.

INGLEBY B, HUDDLESTON M (2007) Quality control of ocean temperature and salinity profiles: Historical and real-time data, *J. Mar. Syst* 65:158–175.

KALNAY, E. Atmospheric Modelling, Data Assimilation and Predictability. Cambridge University Press, 2003.

KANAMITSU, M., EBISUKASI, W., WOOLLEN, J., YANG, S., HNILLO, J. J., FIORINO, M., POTTER, G. L, 2002. An Updated NCEP-NCAR Reanalysis, Covering 1979-Present, Features Newer Physics and Observed Soil Moisture Forcing and Also Eliminates Several Previous Errors. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, pp. 1631-1643, 2002.

LI, Y. TOUMI, R. A balanced Kalman filter ocean data assimilation system with application to the South Australian Sea. *Ocean Modelling*, v. 116 , pp.159–172. 2017

MANO, M. F. Assimilação de Dados em Modelo Oceanográfico da Bacia Sudoeste do Atlântico para reproduzir e prever Circulação Superficial e Feições de Meso-Escala. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio de Janeiro-COPPE / Brasil, 2007.

MASCARENHAS, A. da S., MIRANDA, L. B. de, ROCK, N .J. A study of the oceanographic conditions in the region off Cabo Frio, In: Costlow Jr., J.D., ed. Fertility of the Sea, New York, Gordon e Breach, 1, p. 31-44, 1971.

MATTERN, J. P; EDWARDS, C. A.; MOORE, A. M. Improving variational data assimilation through background and observation error adjustments. *Monthly Weather Review*. 2018

MATTOS, R. A. Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro, Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp. 2006.

MOORE, A. M, ARANGO, H. G, BROQUET, G., POWELL, B. S., WEAVER, A. T., ZAVALAGARAY, J. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems, Part I: Formulation and overview. *Progress in Oceanography*, 91, p. 34-49, 2011a.

MOORE, A. M., ARANGO, H. G., BROQUET, G., EDWARDS, C., VENEZIANI, M., POWELL, B., FOLEY, D., DOYLE, J.D., COSTA, D., ROBINSON, P. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems, Part II: Performance and applications to the California Current System. *Progress in Oceanography*, 91, p. 50-73, 2011b.

MOORE, A., ARANGO, H. G., BROQUET, G., EDWARDS, C., VENEZIANI, M., POWELL, B., FOLEY, D., DOYLE, J. D., COSTA, D., ROBINSON, P. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems, Part III: Observation impact and observation sensitivity in the California Current System. *Progress in Oceanography*, 91, p. 74-94, 2011c.

MOORE, A. M, ARANGO, H. G., DI LORENZO, E., CORNUELLE, B.D., MILLER, A. J., NEILSON, D. J. A comprehensive ocean prediction and analysis system based on the tangent linear and adjoint of a regional ocean model. *Ocean Modelling*, 7:227-258, 2004.

NGODOCK H, MUSCARELLA P, CARRIER M, SOUOPGUI I, SMITH S. Assimilation of HF Radar Observations in the Chesapeake-Delaware Bay Region using the Navy Coastal Ocean Model (NCOM) and the Four-Dimensional Variational (4DVAR) Method. In: Liu Y, Kerkering H, Weisberg RH (ed) *Coastal Ocean Observing Systems*, 1st edn. Elsevier, London, pp 373-390, doi: 10.1016/B978-0-12-802022-7.00020-1. 2015

PASSOS, E. N. ; FALLER, D. G. ; REIS, B. ; BOCK, C. S. ; SANCHO, L. M. B.; TOSTE, R. ; ASSAD, L. P. F. ; LANDAU, L. . The effect of salinity data assimilation on ocean circulation estimation in the Brazilian Continental Shelf. In: 4th GODAE OceanView Coastal Ocean and Shelf Seas Task Team (COSS-TT) International Coordination Workshop (COSS-ICW4), 2015, Lisboa. Progress of ongoing coastal ocean forecasting science and projects in the world coastal oceans, 2015.

PENVEN, P; TAN T.. ROMSTOOLS User's Guide. Paris: Institut de Recherche pour le Developpement (IRD). 2007.

PERES, L. F.; FRANÇA, G. B.; PAES, R.C.O.V.; SOUSA, R. C.; OLIVEIRA, A. N. (2017). Analyses of the Positive Bias of Remotely Sensed SST Retrievals in the Coastal Waters of Rio de Janeiro. *IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 55. nº 11.

POWELL, B. S., MOORE, A. M., ARANGO, H. G., DI LORENZO, E., MILLIFF, R. F., FOLEY, F. G. Near real-time ocean circulation assimilation and prediction in the Intra-Americas Sea with ROMS, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 17, 48, 46-68, 2009.

RABIER, F., MCNALLY, A., ANDERSSON, E., COURTIER, P., UNDEN, P., EYRE, J., HOLLINGSWORTH, A., BOUTTIER, F. The ECMWF implementation of threedimensional variational assimilation (3d-var). ii: Structure functions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550):1809-1829, 1998.

RODRIGUES, R. R., ROTHSTEIN, L. M., WIMBUSH, M., 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 16. 30 pp.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J.C., 1998. Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review*, v. 126, p.1541-1580. 1998.

SHCHEPETKIN, A. F.;MCWILLIAMS, J.C. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research*, n. 108 (C3), p. 3090-3105. 2003.

- SHCHEPETKIN, A. F.;MCWILLIAMS, J. C. The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, n. 9, p. 347-404. 2005.
- SIGNORINI, S. R. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Research*, 25, p. 481-490, 1978.
- SILVEIRA, I. C. A. O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese (Doutorado), Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 160 p., 2007.
- SILVEIRA, I. C. A., SCHIMIDT, A. C. K., CAMPOS. E.J.D., GODOI, S.S., IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2), p. 171-183, 2000.
- SOARES, F.L.M, CARVALHO, G.V., MARIANO, L.S., ASSAD, L. P.; FRAGOSO, M.R., DOS SANTOS, F.A. 2018. Coastal upwelling representation on a 4DVAR regional modeling system – Cabo Frio (23° S – 42° W). COSS-TT Meeting 2018. Madrid, Espanha.
- SONG, Y. ; D. B. HAIDVOGEL, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comp. Phys.*, 115(1), 228-244.
- SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S., 2004, “Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current”. *Continental Shelf Research* vol. 24 (2) pp. 241-262.
- STRAMMA, L., ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), p. 20863-20883,1999.
- STRAMMA L., PETERSON R. G. The South Atlantic Current. *J Journal of Physical Oceanography*, 20, 846–859, 1990.
- SYBRANDY, A. L., NIILER, P .P., 1992, WOCE/TOGA Lagrangian Drifter Construction manual.
- TALAGRAND, O. Assimilation of observations, an introduction. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 75(1B), p. 191-209, 1997.

- TALAGRAND, O., COURTIER P. Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. i: Theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113(478), p. 1311-1328, 1987.
- 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.
- VAZQUEZ-CUERVO, J., DEWITTE, B., CHIN, T.M., ARMSTRONG, E., PURCA, S., ALBUQUERQUE, E., (2013). An Analysis of SST Gradients off the Peruvian Coast: The impact of going higher resolution. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 131. 76-84p.
- VIANNA, M.L.; MENEZES V. V., 2005 Circulação Oceânica: Monitoramento por meio de Altimetria de Satélite. Em: de Souza R.B. (Org.). *Oceanografia por Satélite*. Oficina de Textos, São Paulo, SP.
- WARNER, J. C., GEYER, W. R., LERCZAK, J. A. Numerical modeling of an estuary: a comprehensive skill assessment, *J. Geophys. Res.*, n. 110. 2005.
- WEAVER, A. T., COURTIER, P. Correlation modelling on the sphere using a generalized diffusion equation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, p. 1815-1846, 2001.
- WENTZ, F. J., GENTEMANN, C., SMITH, D. and CHELTON, D. (2000). Satellite measurements of sea surface temperature through clouds, *Science*, 288, p. 847-850.
- WIKLE, C. K.; BERLINER, L. M. "A Bayesian tutorial for data assimilation," *Physica D: Nonlinear Phenomena*, vol. 230, no. 1, pp. 1–16.2007.
- ZHANG, W. G., WILKIN, J. L, ARANGO, H. G. Towards an integrated observation and modeling system in the New York Bight using variational methods. Part I: 4DVAR data assimilation. *Ocean Modeling* 35:119–133, 2010.
- ZAVALA-GARAY, J., WILKIN, J. L., ARANGO, H. G. Predictability of mesoscale variability in the East Australian current given strong-constraint data assimilation. *Journal of Physical Oceanography* 42:1402–1420, 2012.