



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.09.19.53-TDI

ESTUDO DAS INCERTEZAS NA SIMULAÇÃO POR CONJUNTOS E NO USO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE

Leonardo Nascimento Lima

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luciano Ponzi
Pezzi, aprovada em 20 de março de
2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QMBU45>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.09.19.53-TDI

ESTUDO DAS INCERTEZAS NA SIMULAÇÃO POR CONJUNTOS E NO USO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE

Leonardo Nascimento Lima

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 20 de março de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QMBU45>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Lima, Leonardo Nascimento.

L628e Estudo das incertezas na simulação por conjuntos e no uso da
assimilação de dados no Oceano Atlântico Sudoeste / Leonardo
Nascimento Lima. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxvi + 118 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.09.19.53-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de
Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientador : Dr. Luciano Ponzi Pezzi.

1. Padrões que dependem do fluxo. 2. Assimilação de dados por
conjuntos. 3. LETKF. 4. Correntes de contorno oeste. I.Título.

CDU 551.509.313.3(261)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

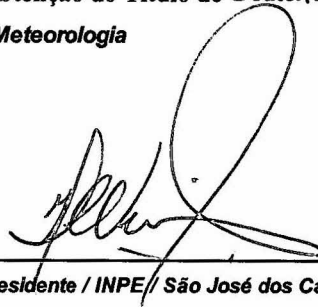
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Leonardo Nascimento Lima**

Título: "ESTUDO DAS INCERTEZAS NA SIMULAÇÃO POR CONJUNTOS E NO USO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Meteorologia**

Dr. **Haroldo Fraga de Campos Velho**



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. **Luciano Ponzi Pezzi**



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. **Christopher Alexander Cunningham Castro**



Membro da Banca / CEMADEN / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. **Clemente Augusto Souza Tanajura**



Convidado(a) / UFBA / Salvador - BA

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. **Mario Francisco Leal de Quadro**



Convidado(a) / IFSC / Florianópolis - SC

() Participação por Vídeo - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

“Imagination is more important than knowledge. For knowledge is limited to all we now know and understand, while imagination embraces the entire world, and all there ever will be to know and understand.”

(Albert Einstein)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus! A energia do bem que carrego comigo no meu dia a dia.

Agradeço aos meus familiares! À minha Mãe, pela sólida formação pessoal que me concedeu e pelo contínuo incentivo a minha carreira acadêmica. À minha esposa, pelo companheirismo, apoio e presença fundamental em todos os momentos.

Agradeço a orientação do Dr. Luciano Ponzi Pezzi. Sem dúvidas, as nossas discussões produtivas enriqueceram esta Tese e a minha formação acadêmica. Agradeço aos colegas do Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosfera (LOA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Um agradecimento especial ao Dr. Stephen G. Penny pela sua orientação durante o período de Doutorado Sanduíche na Universidade de Maryland (UMD). Adquiri um conhecimento mais profundo a respeito da assimilação de dados oceânicos sob a sua orientação, que proporcionou um incremento importante para esta Tese.

Também agradeço aos pesquisadores Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura (UFBA), Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho (INPE), Dr. Takemasa Miyoshi (RIKEN, Japão) e Dr. James A. Carton (UMD, Estados Unidos), os quais prestaram contribuições importantes durante o desenvolvimento dos meus estudos de Doutorado.

Agradeço ao INPE pela concessão da bolsa de Doutorado institucional, via a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), no período de 2014 a 2017.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de Doutorado (processo de número 140714/2017-0) no período de 2017 a 2018.

Agradeço à CAPES pela concessão da bolsa de Doutorado Sanduíche através do projeto intitulado “Estudos Avançados em Oceanografia de Médias e Altas Latitudes” (processo de número 23038.004304/2014-28), com a qual pude realizar parte dos meus estudos no Departamento de Ciência Atmosférica e Oceânica da UMD, MD, Estados Unidos.

RESUMO

Os avanços na modelagem oceânica têm produzido modelos de circulação geral dos oceanos (MCGOs) com resultados cada vez mais realísticos. Entretanto, os MCGOs ainda incorporam incertezas de diversas fontes (forçantes atmosféricas, batimetria, condições de contorno laterais, parametrizações físicas). A assimilação de dados é uma ferramenta importante para corrigir a representação numérica gerada puramente pelo modelo oceânico. Este estudo envolve a realização de simulações por conjuntos usando o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) visando estudar o impacto da assimilação de dados oceânicos na representação do sistema de correntes de contorno oeste no Atlântico Sudoeste. Inicialmente, simulações por conjuntos foram conduzidas utilizando somente o ROMS sem assimilação de dados para investigar as incertezas na representação do oceano que são derivadas das incertezas nas forçantes atmosféricas e batimetria oceânica. Os resultados mostraram uma forte influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul no oceano subjacente, sete dias após a inicialização das simulações. Nesta região oceânica, perturbações na precipitação e nos fluxos de radiação produziram um maior impacto no espalhamento do conjunto da salinidade (S) e temperatura (T), excedendo 0,08 e 0,2 °C, respectivamente. As perturbações no vento estenderam o impacto para as componentes de velocidade u e v, com o espalhamento excedendo 0,1 m s⁻¹. Entretanto, os valores do espalhamento do conjunto oceânico aumentaram mais rapidamente com as perturbações na batimetria, especialmente em águas rasas. Em seguida, simulações por conjuntos usando o *Local Ensemble Transform Kalman Filter* mostraram a importância da assimilação de perfis T e S na correção da representação termohalina do oceano, reduzindo o *root mean square error* (RMSD) da T (S) em 39% (27%). A assimilação de ζ foi importante na geração de uma representação mais acurada da mesoescala oceânica na região da Confluência Brasil-Malvinas. O experimento com assimilação de T, S, TSM e ζ e o experimento sem assimilação de dados produziram um transporte da Corrente do Brasil em 22°S de 5,5 Sv e 8,90 Sv e em 30°S de 17,07 Sv e 34,07 Sv, respectivamente. Em geral, o impacto da assimilação foi bastante positivo, produzindo valores de transporte que foram mais próximos aos encontrados por outros estudos do sistema de correntes de contorno oeste na região de estudo.

Palavras-chave: Padrões que dependem do fluxo. Assimilação de dados por conjuntos. LETKF. Correntes de contorno oeste.

A STUDY OF OCEAN MODEL UNCERTAINTY THROUGH ENSEMBLE FORECAST AND DATA ASSIMILATION SIMULATIONS IN THE SOUTHWEST ATLANTIC OCEAN

ABSTRACT

While advances in ocean modeling have produced ocean general circulation models (OGCMs) with realistic behavior, the OGCMs still incorporate uncertainties from sources such as atmospheric forcing, physical parameterizations, bathymetry, lateral boundary conditions. Data assimilation provides an important tool for correcting the numerical representation generated by the ocean model itself. This study involves the realization of ensemble experiments using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) in order to study the impact of the ocean data assimilation in the western boundary current representation in the Southwest Atlantic. Initially, ensemble experiments were conducted using only ROMS without data assimilation to investigate the uncertainties of the ocean state representation that are derived from uncertainties in the atmospheric forcing and bathymetry. The results indicated a strong influence of the South Atlantic Convergence Zone on the underlying ocean, seven days after the experiments initializations. In this ocean region, precipitation and radiation flux perturbations produced larger ensemble spread for salinity and temperature, exceeding 0.08 and 0.2 °C, respectively. Wind perturbations extended the impact for u and v velocity components, with the spread exceeding 0.1 m s^{-1} . The ocean responded faster to the bathymetric perturbations especially in shallow waters, primarily due to the sigma vertical coordinate used by ROMS. Next, ensembles experiments using the Local Ensemble Transform Kalman Filter showed the importance of the TS profiles assimilation to correct the thermohaline representation, reducing the root mean square error of the T and S in 39% (27%). The absolute dynamic topography (ADT) assimilation was important to produce a more accurate representation of the oceanic mesoscale in the Brazil-Malvinas Confluence region. The assimilation of T, S, ADT and sea surface temperature produced a transport of the Brazil Current in 22°S of 5.5 Sv and in 30°S of 17.07 Sv while a simulation without data assimilation generated 8,90 Sv and 34,07 respectively. In general, the assimilation impact was quite positive by producing transport values that were closer to those from past studies of the western boundary current system in the study region.

Keywords: Flow-dependent patterns. Ensemble-based data assimilation. LETKF. Western boundary currents representation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Médias do número de observações de 1955 a 2012 de T (painéis superiores) e S (painéis inferiores) do <i>World Ocean Atlas 2013</i> (WOA2013) distribuídas na superfície (esquerda) e em 95 m (direita) nos oceanos.	2
Figura 1.2 – Desvio-padrão da altura da superfície do mar (ASM) estimado a partir das médias a cada 5 dias da versão 3.3.1 das reanálises do <i>Simple Ocean Data Assimilation</i> (SODA) (CARTON; GIESE, 2008). O retângulo preto destaca o Atlântico Sudoeste.	6
Figura 2.1 – Esquema tridimensional evidenciando as principais massas d'água e correntes atuantes na costa do Brasil e presentes na região ATS.	10
Fonte: Soutelino et al. (2013).	10
Figura 2.2 – Esquema evidenciando as correntes de superfície e os principais processos atuantes ao redor da CBM.	13
Figura 2.3 – Perfis de temperatura (em K) da atmosfera e do oceano tomados simultaneamente de radiossondas e XBTs a partir da rota do navio de pesquisa Ary Rongel durante 1 a 3 de novembro de 2004. São mostrados vetores da componente meridional do vento (em $m s^{-1}$).	14
Figura 3.1 – Batimetria (em metros) do domínio numérico configurado com o ROMS na resolução horizontal $1/12^\circ$ incluindo o ATS. O trapézio preto delimita a região da ZCAS em um estudo que será conduzido com as Figuras 4.2 a 4.4. A linha cinza contínua horizontal indica a latitude de $22^\circ S$, na qual diagramas hovmöller (Longitude x Tempo) serão mostrados na Figura 4.6. O trapézio verde tracejado delimita a região onde um estudo do espalhamento dos termos da equação da componente meridional do movimento do modo barotrópico será conduzido nas Figuras 4.7 e 4.8. A linha cinza contínua vertical indica a longitude de $33^\circ W$, na qual o espalhamento do conjunto da T será apresentado em uma seção vertical (Figura 4.9) e os espalhamentos das componentes do vento em 10 m serão mostrados em diagramas hovmöller (Tempo x Latitude) (Figura 5.5). As linhas vermelhas contínuas indicam as seções em $22^\circ S$, $30^\circ S$	

e 46°S, nas quais serão apresentadas a componente da velocidade meridional e os transportes da CB, CCI e CM nas Figuras 5.11 a 5.16.	26
Figura 3.2 – Incremento da análise $X_a - X_f$ de TSM (em °C) calculado em 1 de julho de 2009 a partir de um ciclo de análise com a assimilação apenas de TSM. A linha preta tracejada indica a posição da seção vertical que será mostrada a seguir na Figura 3.3.....	29
Figure 3.3 – Seção vertical que evidencia o incremento da análise $X_a - X_f$ de T (em °C) calculado em 1 de julho de 2009 a partir de um ciclo de análise com a assimilação apenas de TSM sem (esquerda) e com (direita) localização vertical. A linha tracejada em azul indica a posição da profundidade da camada de mistura oceânica.	31
Figura 3.4 – Posições das super-observações de TSM, de ζ ao longo da trilha dos satélites e dos perfis de T e S presentes no dia 1 de julho de 2009 ao redor do domínio numérico.....	37
Figura 3.5 – Erro da observação estimado para T (esquerda) e S (direita) de um perfil localizado em 25.73°W – 12.64°S em 1 de julho de 2009. Note os maiores valores na região da termoclina e haloclina, respectivamente.	38
Figura 3.6 – Número das super-observações de TSM (preto), de ζ (vermelho) ao longo da trilha dos satélites e dos perfis de T e S (azul) presentes de 1 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 no domínio numérico.....	39
Figura 4.1 – Espalhamento do conjunto na superfície das principais variáveis do modelo oceânico. Os experimentos estão ordenados, de cima para baixo, de acordo com o impacto na TSM. O espalhamento é calculado em 07 de janeiro de 2009 a partir dos resultados dos experimentos por conjuntos com perturbações sobre (a) todos os forçantes, (b) os ventos, (c) os fluxos de radiação, (d) a umidade específica, (e) a temperatura do ar e (f) precipitação.	42
Figura 4.2 – Espalhamento da precipitação (mm h^{-1}) em 7 de janeiro de 2009. Note que os valores estão relativamente mais altos na região da ZCAS. Estes valores se estendem até a região oceânica, o que caracteriza uma ZCAS oceânica.....	44

Figura 4.3 – (a), (b), (c), (g) e (h) são as médias do conjunto e (d), (e), (f), (j) e (k) são os espalhamentos do conjunto respectivamente do fluxo de radiação solar de onda curta, do fluxo de calor sensível resultante, do fluxo de calor latente resultante, do balanço de calor resultante e do fluxo de radiação de onda longa líquido (em $W m^{-2}$), respectivamente. (i) é a média do conjunto ($\times 10^{-6} N m^{-3}$) do rotacional do vento com os vetores da média da tensão de cisalhamento do vento ($N m^{-2}$) sobrepostos. Os valores do rotacional do vento positivos (negativos) indicam subsidência (ressurgência). (l) é o espalhamento do conjunto ($\times 10^{-7} N m^{-3}$) do rotacional do vento em $N m^{-3}$. O trapézio preto em (a) indica a região da ZCAS. Os campos são produzidos a partir dos resultados do experimento com perturbações sobre todos os forçantes atmosféricos em 7 de janeiro de 2009..... 46

Figura 4.4 – Correlações dos erros calculadas em 7 de janeiro de 2009 a partir do conjunto de TSM em relação aos conjuntos (a) do balanço de calor resultante na superfície, (b) dos fluxos perturbados de radiação solar de onda curta, (c) dos campos perturbados da tensão do vento meridional e (d) do rotacional do vento..... 48

Figure 4.5 – Média do espalhamento calculada a partir do conjunto oceânico nas posições das observações de (a) perfis de T, (b) perfis de S, (c), TSM e (d) ζ . Cada símbolo representa um experimento diferente que aplica perturbações sobre: todos os forçantes (all), ventos (wnd), fluxos de radiação (rdx), umidade específica (sph), precipitação (rain), pressão de superfície (psf), temperatura do ar (t2m) e batimetria (btm)..... 50

Figura 4.6 – Diagramas Hovmöller's (Longitude x Time) em 22°S mostrando os valores máximos do espalhamento na vertical para a T em °C (esquerda) e S (direita) derivados dos seis primeiros meses dos experimentos que incluem perturbações em todos os forçantes atmosféricos (topo) e na batimetria (fundo). Os contornos em preto indicam as isolinhas nas quais o máximo espalhamento foi encontrado na profundidade de 200 m e as linhas contínuas na base das figuras exibem os valores de batimetria na latitude escolhida..... 52

Figure 4.7 – EOF1, EOF2 e EOF3 calculadas a partir do espalhamento do conjunto diário do termo de aceleração da componente-y da equação do momentum verticalmente integrada. Este termo é proveniente do experimento que inclui perturbações em todas as forçantes. As curvas exibem as séries temporais das três primeiras componentes principais relacionados a cada EOF. No mapa do EOF1, o trapézio preto demarca a região onde o espalhamento de cada termo da equação do momentum é exibido na Figura 4.8. As linhas vermelha e azul representam as isotermas de 20 °C e 5 °C, estabelecendo respectivamente a posição das frentes oceânicas quente e fria (SARACENO et al., 2004). A linha preta indica a seção em 33°W, que é apresentada na Figura 4.9. 55

Figure 4.8 – Médias espaciais do espalhamento calculadas para a região demarcada pelo trapézio preto no mapa do EOF1 na Figura 4.7. As curvas finas e espessas correspondem ao espalhamento do conjunto diário respectivamente dos experimentos com perturbações na atmosfera e batimetria. Cada cor corresponde a um termo da componente-y da equação do momentum verticalmente integrada: (a) Coriolis (verde tracejado), (a) gradiente de pressão (azul escuro), (b) aceleração (azul claro), (b) advecção horizontal (vermelho), (c) estresse de fundo (laranja), (c) estresse de superfície (rosa). . 57

Figura 4.9 – Espalhamento do conjunto de T (em °C) em 33°W para o experimento com perturbações sobre todos os forçantes (esquerda) e na batimetria (direita) nas datas de 7 de janeiro de 2009 (topo), 6 de fevereiro de 2009 (meio) e 1 de julho de 2009 (fundo). 59

Figura 4.10 – Correlações dos erros estimadas a partir dos conjuntos dos experimentos de perturbações na atmosfera (topo) e batimetria (fundo). Em 1 de julho de 2009, as estatísticas são calculadas verticalmente para a TSM (esquerda) e ζ (direita) em relação à T de 50 m, 100 m e 200 m..... 62

Figura 4.11 – Correlações dos erros estimadas em 1 de julho de 2009 entre a TSM dos pontos localizados em 54,9°W–38,3°S e 38,6°W–22,0°S (em amarelo) e a própria TSM ou a T em diferentes profundidades dos pontos de grade restantes ao redor do domínio numérico. As letras (a – d; i – l) e (e – h; m

– p) correspondem as correlações estimadas a partir do conjunto dos experimentos que inclui perturbações na atmosfera e batimetria. As linhas vermelha e azul indicam as correlações maiores que 0,5 e menores que 0,5, respectivamente. A linha preta indica ζ e os vetores indicam o campo de velocidade resultante. 64

Figura 5.1 – Esquema de assimilação de dados com o LETKF. Cada membro do conjunto inicial ou conjunto de análises prévias ($\mathbf{x}_i - \mathbf{1a}$) é integrado $\mathbf{x}_{if} = \mathbf{M}(\mathbf{x}_i - \mathbf{1a})$ para gerar um conjunto de previsões (\mathbf{x}_{if}). \mathbf{X}_f é a média do conjunto de previsões. Um novo ciclo do LETKF assimila as observações disponíveis para gerar um conjunto de análises. \mathbf{X}_a é a média do conjunto de análises. 67

Figura 5.2 – Perfis verticais médios do RMSD de T em °C (painel esquerdo) e S (painel direito). O RMSD é computado de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as observações de T e S provenientes dos perfis verticais *in situ* e os resultados do experimento controle (preto) e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado). 70

Figura 5.3 – Curvas do RMSD de T, S, ζ e TSM para o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os RMSDs são calculados a partir dos resultados do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado). As curvas espessas são médias móveis calculadas para as séries temporais do RMSD, com uma janela de 15 dias. 72

Figura 5.4 – Curvas do espalhamento ($m = 28$) de T, S, ζ e TSM para o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do espalhamento são calculados a partir do conjunto das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ

(vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado). Os resultados são interpolados nas posições das observações. As curvas espessas são médias móveis calculadas para as séries temporais do espalhamento, com uma janela de 15 dias..... 75

Figura 5.5 – Diagramas Hovmöller’s (Time x Latitude) criados a partir do espalhamento ($m = 28$) em 33°W das componentes do vento em 10 m (em m s^{-1}) utilizadas como forçantes atmosféricos do conjunto do oceânico: u (painel esquerdo) e v (painel direito)..... 76

Figura 5.6 – Mapas horizontais do viés (esquerda), RMSD (meio) e correlação (direita) de ζ em m. As estatísticas são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as análises objetivas de ζ na resolução horizontal de $1/3^\circ$ do AVISO e os resultados de ζ do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical. 78

Figura 5.7 – Mapas horizontais do viés (esquerda), RMSD (meio) e correlação (direita) da TSM em $^\circ\text{C}$. As estatísticas são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as análises objetivas da TSM na resolução horizontal de $1/20^\circ$ do OSTIA e os resultados da TSM do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical. 81

Figura 5.8 – Mapas horizontais do RMSD em m s^{-1} das médias verticais, calculadas para os primeiros 30 m, das componentes horizontais da velocidade u (esquerda) e v (direita). As estatísticas são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as análises objetivas de u e v na resolução horizontal de $1/3^\circ$ do OSCAR e os resultados de u e v do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical. 83

Figura 5.9 – Mapas horizontais da ECT em $m^2 s^{-2}$ produzidos a partir das componentes horizontais da velocidade u e v . As médias são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 a partir das análises objetivas de u e v na resolução horizontal de $1/3^\circ$ do OSCAR e os resultados de u e v do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical.	86
Figura 5.10 – Curvas que indicam a posição da CBM durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. A latitude da CBM é definida utilizando o critério de Garzoli e Bianchi (1987) a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).	88
Figura 5.11 – Perfis verticais do campo médio de velocidade meridional na seção zonal de $22^\circ S$ produzidos a partir dos experimentos controle e com assimilação. Valores de velocidade positivos (negativos) indicam sentido para norte (sul).	90
Figura 5.12 – Curvas do transporte (em Sv; $1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$) estimado para a CB (painel superior) e CCI (painel inferior) em $22^\circ S$ durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do transporte são calculados a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).	91
Figura 5.13 – Perfis verticais do campo médio de velocidade meridional na seção zonal de $30^\circ S$ produzidos a partir dos experimentos controle e com assimilação. Valores de velocidade positivos (negativos) indicam sentido para norte (sul).	93

Figura 5.14 – Curvas do transporte (em Sv; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) estimado para a CB (painel superior) e CCI (painel inferior) em 30°S durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do transporte são calculados a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).	94
Figura 5.15 – Perfis verticais do campo médio de velocidade meridional na seção zonal de 46°S produzidos a partir dos experimentos controle e com assimilação. Valores de velocidade positivos (negativos) indicam sentido para norte (sul).	96
Figura 5.16 – Curvas do transporte (em Sv; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) estimado para a CM em 46°S durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do transporte são calculados a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Lista dos experimentos por conjuntos realizados sem assimilação de dados.....	34
Tabela 3.2: – Lista dos experimentos realizados com assimilação de dados que compõem o OSE. Os espaços em branco indicam a não inclusão do tipo de observação no experimento.	40
Tabela 4.1 – Porcentagem (%) que cada EOF explica a variância total do espalhamento do conjunto do termo de aceleração da componente- y da equação do momentum verticalmente integrada (Equação 3.5). Os resultados são obtidos dos experimentos com perturbações em todas as forçantes atmosféricas e na batimetria.	56
Tabela 5.1 – Valores médios do RMSD da T em °C e S (em negrito) em diferentes profundidades da coluna d'água.....	70

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ADCP	Acoustic doppler current profiler
ADT	Absolute dynamic topography
AIA	Água Intermediária da Antártica
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
AT	Água Tropical
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASM	Altura da superfície do mar
ATS	Atlântico Sudoeste
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	Archiving, Validation and Interpretation of Oceanographic Satellites data
CB	Corrente do Brasil
CCB	Corrente Costeira Brasileira
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCP	Corrente de Contorno Oeste Profunda do Atlântico Sul
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CNB	Corrente Norte do Brasil
COAWST	Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport
CSE	Corrente Sul-equatorial
CSTM	Community Sediment Transport Model
CTD	Conductivity–temperature–depth
EKF	Extended Kalman Filter
EnKF	Ensemble Kalman Filter
EnOI	Ensemble Optimal Interpolation
EOF	Empirical orthogonal function
GTSP	Global Temperature-Salinity Profile Project

HYCOM	Hybrid Coordinate Ocean Model
KF	Kalman Filter
LETKF	Local Ensemble Transform Kalman Filter
MCGO	Modelo de circulação geral do oceano
MOM	Modular Ocean Model
MVOI	Multivariate Optimal Interpolation
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OSCAR	Ocean Surface Current analyses
OSE	Observing System Experiments
OSTIA	Ocean Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
PCSB	Plataforma Continental Sul do Brasil
PIRATA	Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic
REMO	Rede de Modelagem e Observação
RMSD	Root mean square deviation
ROMS	Regional Ocean Modeling System
S	Salinidade
SNB	Sub-corrente Norte do Brasil
SODA	Simple Ocean Data Assimilation
SRF	Square Root Filter
SSM	Salinidade da superfície do mar
SWAN	Simulating Waves Nearshore
T	Temperatura
TSM	Temperatura superficial do mar
WOA	World Ocean Atlas
WRF	Weather Research and Forecasting
XBTs	Expendable bathythermographs

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1.	Objetivos.....	6
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
2.1.	Circulação oceânica e processos de interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste	9
2.2.	Sistemas de observação do oceano	16
2.3.	Métodos de assimilação de dados por conjuntos	18
3	MATERIAIS E MÉTODOS	23
3.1.	Modelo oceânico.....	23
3.2.	Dados observados e análises objetivas.....	27
3.3.	Método de assimilação de dados.....	28
3.4.	Métricas estatísticas	31
3.5.	Investigação das incertezas através de experimentos por conjuntos	33
3.5.1.	Experimentos incluindo perturbações e sem assimilação de dados ...	33
3.5.2.	Experimentos de assimilação de dados.....	35
4	ANÁLISE DAS PERTURBAÇÕES.....	41
4.1.	A influência das perturbações atmosféricas nas simulações oceânicas..	41
4.2.	As influências das perturbações atmosféricas e batimétricas no oceano	49
4.3.	Investigação das características que dependem do fluxo a partir das covariâncias do conjunto oceânico.....	60
5	EXPERIMENTOS DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS.....	67
5.1.	Avaliação do impacto da assimilação dados	68
5.2.	Representação do sistema de correntes de contorno na região atlântico sudoeste.....	84
6	CONCLUSÕES.....	97
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103

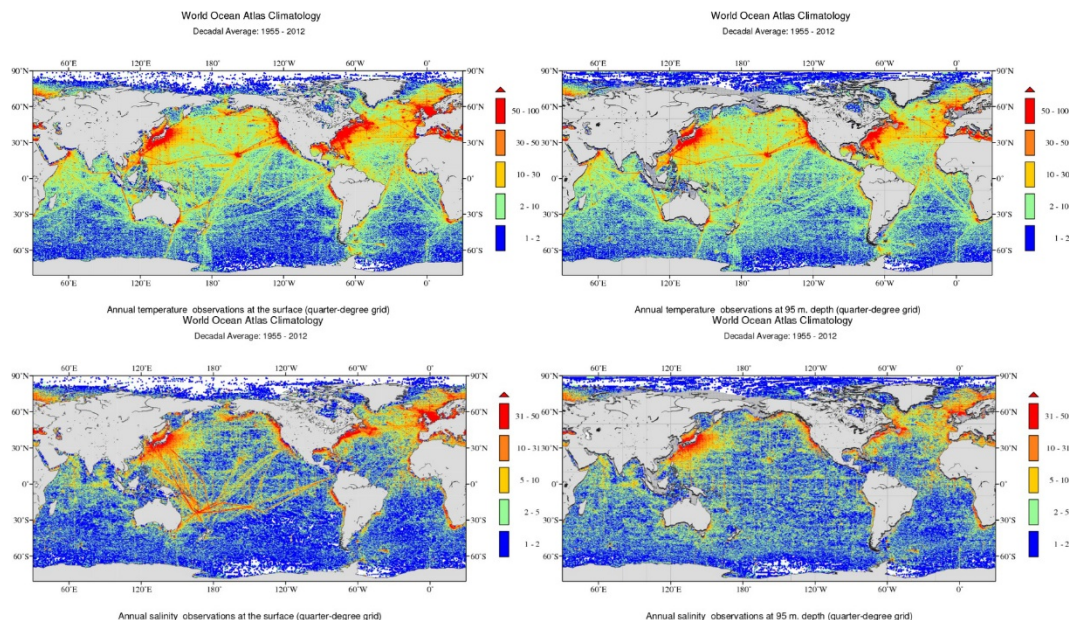
APÊNDICE A - Demonstrações simplificadas da equação da matriz de covariância dos erros da análise (Equação 2.4) e da equação do ganho de Kalman (Equação 2.5)..... 117

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, vários fatores contribuíram para o desenvolvimento dos sistemas de assimilação de dados oceânicos: (i) a evolução dos sistemas de observação global, com mecanismos de entrega de dados em tempo real (LE TRAON, 2013); (ii) os avanços na modelagem numérica dos oceanos, com a evolução dos códigos dos modelos de circulação geral do oceano (MCGOs) (HAIDVOGEL et al., 2000; BLECK, 2002; SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005); (iii) o aumento na complexidade dos métodos de assimilação de dados e a implementação destes com sucesso em aplicações reais (EVENSEN, 2003; MOORE et al., 2011b; PENNY et al., 2015); (iv) a evolução dos supercomputadores, permitindo a implementação dos sistemas de assimilação juntamente aos MCGOs com alta resolução.

A evolução dos sistemas de observação foi potencializada principalmente pelo desenvolvimento da oceanografia por satélites (LE TRAON, 2011), permitindo a aquisição de dados com alta cobertura espacial e temporal, como por exemplo: as observações de nível do mar, temperatura da superfície do mar (TSM) e salinidade da superfície do mar (SSM) provenientes respectivamente das missões Jason, Aqua e Aquarius (<http://podaac.jpl.nasa.gov/>). O desenvolvimento do sistema Argo (FREELAND et al., 2010), composto por flutuadores autônomos, e de outras plataformas de observação *in situ*, vem sendo importante para a representação dos campos de temperatura (T) e salinidade (S), principalmente em subsuperfície. No entanto, mesmo com os avanços dos sistemas de observação global *in situ*, ainda existem regiões oceânicas pouco conhecidas, principalmente aquelas situadas no Hemisfério Sul (Figura 1.1).

Figura 1.1 – Médias do número de observações de 1955 a 2012 de T (painéis superiores) e S (painéis inferiores) do *World Ocean Atlas 2013* (WOA2013) distribuídas na superfície (esquerda) e em 95 m (direita) nos oceanos.



Fonte: <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>

Com a evolução da modelagem numérica, as simulações tornaram-se mais realísticas e permitiram o estudo de uma série de processos oceânicos, como os jatos, vórtices e ondas de Rossby. Essa é uma tarefa ainda não alcançada a partir das observações de sensoriamento remoto e das relativamente escassas medições *in situ*. Entretanto, embora atualmente os MCGOs sejam altamente sofisticados, incluindo melhorias nas parametrizações de processos físicos de escala não resolvida e incorporando técnicas numéricas que são ótimas para regiões do oceano dinamicamente diferentes, eles possuem algumas limitações que são fontes potenciais de erros (GRIFFIES et al., 2010). Desta forma, a assimilação de dados tem sido cada vez mais uma ferramenta importante nos estudos de processos oceânicos, possibilitando a correção da representação numérica do oceano do modelo.

Os métodos de assimilação de dados combinam matematicamente, de forma ótima ou sub-ótima, campos derivados dos modelos numéricos com

dados observados e produzem novos campos, as análises, com erros menores que os do modelo (KALNAY, 2003). Uma vez que as análises são mais acuradas que os campos produzidos puramente pelos modelos, elas podem ser utilizadas como condição inicial dos modelos de previsão oceânica, bem como contribuir para os estudos diagnósticos que irão permitir um melhor entendimento dos mecanismos físicos responsáveis pela variabilidade dos oceanos.

Inicialmente empregados com modelos de circulação geral da atmosfera, os métodos de assimilação de dados evoluíram em complexidade e qualidade com o passar dos anos, principalmente para suprir a necessidade de uma previsão numérica do tempo com acurácia (TSUYUKI; MIYOSHI, 2007). Aqui é importante mencionar que a variabilidade da atmosfera é dominada por sistemas transientes (*e.g.* frentes, ciclones extratropicais) de escala espacial da ordem de 1000 km e escala temporal frequentemente da ordem de horas. Enquanto a variabilidade dos oceanos é dominada por vórtices de mesoescala, com escala espacial da ordem de 50-200 km e escala temporal no intervalo de dias a semanas. Portanto, a integração de um MCGO configurado em alta resolução, suficiente para reproduzir perfeitamente a variabilidade dos oceanos, aliada ao alto processamento numérico e matemático requerido para a realização de um método de assimilação de dados avançado, exige recursos computacionais encontrados em poucos centros de previsão operacional e estudos oceânicos ao redor do mundo.

Muitos sistemas de assimilação de dados oceânicos têm adotado métodos computacionalmente mais baratos, tais como o *Multivariate Optimal Interpolation* (MVOI) (CUMMINGS, 2005; CHASSIGNET et al., 2007) e o *Ensemble Optimal Interpolation* (EnOI) (OKE et al., 2008; TANAJURA et al., 2014). Embora recentemente um grande número de sistemas costeiros e globais tenha gradativamente utilizado, de forma operacional ou não, métodos avançados tais como os variacionais 3D-Var (CUMMINGS; SMEDSTAD, 2013) e 4D-Var (MOORE et al., 2011b; FRAGOSO et al., 2016) e a assimilação por

conjuntos através do *Ensemble Kalman Filter* (EnKF) (SAKOV et al., 2012). Estes últimos dois métodos são bastante custosos computacionalmente e Kalnay et al. (2007) discutiram as principais vantagens e desvantagens entre eles. No EnKF, o custo computacional, entre outros aspectos, é proporcional ao número de membros do conjunto necessário para estimar as covariâncias dos erros do modelo. Entretanto, a eficácia do EnKF também depende do tamanho do conjunto de forma que um conjunto de tamanho reduzido normalmente conduz a divergência do filtro (*i.e.*, a análise tende a divergir da realidade enquanto o espalhamento do conjunto permanece pequeno).

Com a intenção de resolver a divergência do filtro em sistemas de alta dimensão como um MCGO, algumas estratégias podem ser aplicadas: (i) localização para reduzir o problema da dimensão (MIYOSHI et al., 2007); (ii) inflação para evitar a subestimação das variâncias dos erros (MIYOSHI, 2011); (iii) hibridização para aumentar o posto da matriz de ganho de Kalman (HAMILL; SNYDER, 2000; PENNY, 2014; PENNY, 2017). Desta forma, a utilização do EnKF com modelos oceânicos tem empregado um tamanho do conjunto de $O(10)$ – $O(100)$ membros e aplicado ambos localização e/ou inflação (SAKOV et al., 2012). Novos métodos de assimilação de dados combinam as vantagens das abordagens variacionais e por conjuntos, prevenindo os problemas intrínsecos derivados da aplicação de cada abordagem sozinha. Estes métodos híbridos podem reduzir a sensibilidade às estratégias de localização e inflação, particularmente, quando se tem um tamanho do conjunto reduzido (PENNY, 2014), e podem também mitigar as dificuldades relacionadas aos erros sistemáticos do modelo (PENNY et al., 2015; PENNY, 2017).

Desta forma, centros de diversos países adotam sistemas de assimilação de dados oceânicos nos quais diferentes métodos de assimilação, que variam em complexidade, são utilizados para combinar as observações com diferentes MCGOs, como o *Modular Ocean Model* (MOM), o *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM), o *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO), etc

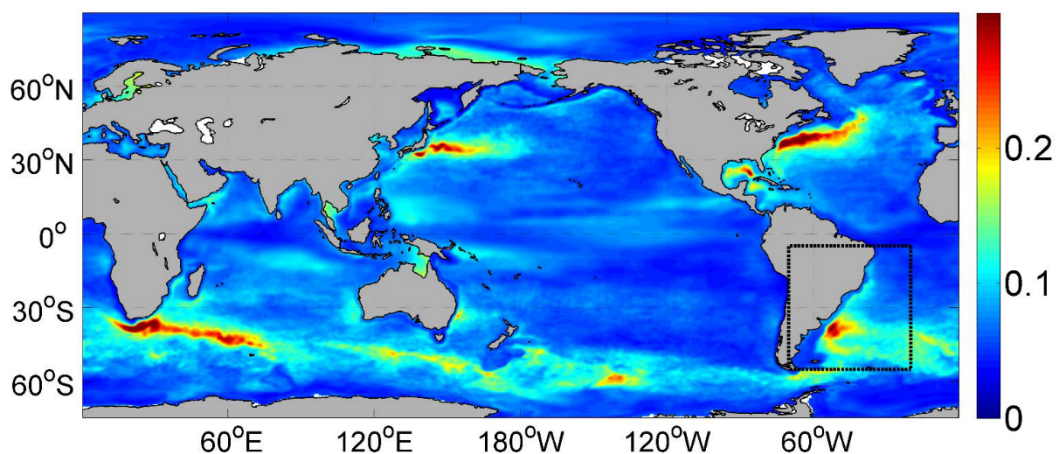
(DOMBROWSKY et al., 2009). Nestes centros, algumas metodologias têm sido aplicadas buscando investigar o impacto da assimilação de dados provenientes das diferentes plataformas de observação (e.g. Argo, boias ancoradas, satélites) na qualidade da análise e da previsão oceânica. Em particular, o *Observing System Experiment* (OSE) é uma metodologia que consiste em avaliar a degradação da análise ou da previsão quando um determinado tipo de observação não é utilizado pelo sistema de assimilação de dados (OKE; SCHILLER, 2007).

No Brasil, existem poucos esforços voltados para a assimilação de dados oceânicos (LIMA; TANAJURA, 2013; TANAJURA et al., 2014; COSTA; TANAJURA, 2015; MIGNAC et al., 2015; FRAGOSO et al., 2016; TANAJURA et al., 2016) e aqui se faz um destaque ao sistema de assimilação de dados da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) (LIMA et al., 2013), o qual assimila observações de diferentes fontes no HYCOM utilizando o método EnOI (TANAJURA et al., 2014). Trata-se de um método eficiente de baixo custo computacional, mas que calcula as covariâncias dos erros do modelo a partir de um conjunto estático ou com variabilidade sazonal (EVENSEN, 2003). Isto significa que os membros do conjunto são extraídos de uma longa integração pretérita realizada com o próprio modelo numérico e não há atualização desses membros com o passar do tempo.

Desta forma, as análises oceânicas podem ser empregadas para um melhor entendimento dos processos físicos de uma determinada região oceânica e/ou rotineiramente na previsão oceânica. Vários processos oceânicos de mesoescala e submesoescala acontecem na região Atlântico Sudoeste (ATS). Esses processos associam-se a presença das correntes de contorno oeste, Corrente do Brasil (CB) e Corrente das Malvinas (CM), e da confluência dessas correntes, a Confluência Brasil-Malvinas (CBM). O ATS é uma região de alta variabilidade oceânica e está entre as regiões que apresentam os maiores valores de desvio-padrão no oceano global (Figura 1.2). O entendimento dos processos dinâmicos e termodinâmicos desta região

é limitado quando se utiliza somente os resultados do modelo numérico, tendo em vista que os erros sistemáticos dos modelos podem ser muitas vezes grandes.

Figura 1.2 – Desvio-padrão da altura da superfície do mar (ASM) estimado a partir das médias a cada 5 dias da versão 3.3.1 das reanálises do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) (CARTON; GIESE, 2008). O retângulo preto destaca o Atlântico Sudoeste.



1.1. Objetivos

Nesse estudo, é utilizado um método de assimilação de dados avançado derivado do EnKF, o *Local Ensemble Transform Kalman Filter* (LETKF; HUNT et al., 2007), com um modelo oceânico regional, o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS). O objetivo principal aqui é investigar o impacto da assimilação de dados oceânicos na representação do sistema de correntes de contorno oeste na região ATS. Isto inclui o transporte da CB, o transporte da CM e o posicionamento da CBM.

Os objetivos específicos são:

- 1) Analisar as incertezas no estado do modelo que são derivadas das incertezas nos forçantes atmosféricos e na batimetria através de experimentos que utilizam um método por conjuntos, sem assimilação de dados.

- 2) Investigar as correlações entre os erros das variáveis oceânicas a partir do conjunto oceânico dos experimentos com perturbações atmosféricas ou batimétricas, sem assimilação de dados, para estudar os padrões oceânicos que dependem do fluxo (do inglês *flow-dependent patterns*). Estes padrões são importantes para representar o erro do dia do modelo numérico na assimilação de dados por conjuntos.
- 3) Avaliar o impacto da assimilação de perfis T/S (*in situ*) e de TSM e altura do nível do mar derivados de satélite na previsibilidade de curto-prazo do ROMS.
- 4) Acessar a sensibilidade da representação dos transportes do sistema de correntes de contorno oeste no ATS à assimilação de diferentes tipos de dados observados.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

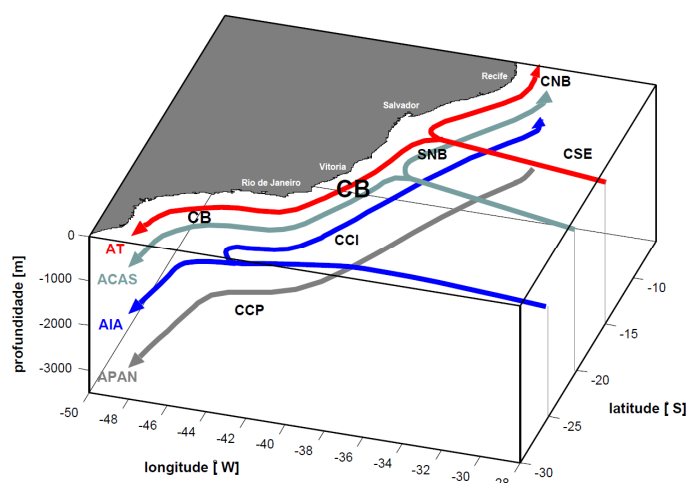
2.1. Circulação oceânica e processos de interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste

A região ATS engloba as principais massas d'água presentes no Atlântico Sul (STRAMMA; ENGLAND, 1999). Ao longo da costa do Brasil, elas estão distribuídas da seguinte forma (Figura 2.1): a camada de superfície é ocupada pela Água Tropical (AT). Fluindo abaixo da AT, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) está presente como parte do giro subtropical que se bifurca ao encontrar a costa do Brasil (SILVEIRA et al., 2000). A ACAS é reconhecida pela relação linear entre a T e S. Em maiores profundidades, a Água Intermediária da Antártica (AIA) é reconhecida pelo mínimo de salinidade. Finalmente, abaixo da AIA, a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) cruza o equador e flui em direção ao sul ao longo do contorno oeste da bacia.

A ação dos ventos na superfície do oceano, decorrente da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), juntamente com o efeito da rotação da Terra e a restrição do fluxo pelos limites continentais estabelecem a circulação oceânica de superfície através de giros nas bacias oceânicas. No Atlântico Sul, a CB é a corrente de contorno oeste do giro subtropical anti-ciclônico. Na região adjacente à costa do Brasil, a CB flui para o sul e o sistema Subcorrente Norte do Brasil/Corrente Norte do Brasil (SNB/CNB) flui para o norte, resultado da bifurcação da Corrente Sul-Equatorial (CSE) em seu fluxo para oeste ao longo do giro subtropical do Atlântico Sul. Segundo Silveira et al. (2000), ao nível da AT essa bifurcação varia sazonalmente, mas sua posição média está em torno de 10°S. Porém, existem controvérsias acerca da localização média da bifurcação, alvo de investigação no estudo de Rodrigues et al. (2007). Ao nível da ACAS, a bifurcação da CSE, agora classificada como sub-corrente, desloca-se em direção ao sul, ocorrendo em latitudes próximas de 20°S. Desta forma, um fluxo organizado é gerado quando as águas da ACAS se somam às águas da AT fluindo em direção ao equador, resultando no sistema SNB/CNB.

Ao sul da Cadeia Vitória-Trindade, o fluxo para o sul da CB apresenta um padrão bastante energético que, frequentemente, resulta na formação de intensos meandros ciclônicos e anti-ciclônicos. Uma destas características é o vórtice ciclônico de Vitória, primeiramente descrito por Schmid et al. (1995). Ao nível da AIA, a bifurcação alcança latitudes mais ao sul e gera a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) que flui para o norte. Stramma e England (1999) centram o eixo da bifurcação da AIA ao sul de 25°S, enquanto Boebel et al. (1999) situam a bifurcação em 28°S. Próximo à profundidade de 2000 metros, a Corrente de Contorno Oeste Profunda do Atlântico Sul (CCP) transporta águas da APAN para o Hemisfério Sul (SILVEIRA et al., 2000).

Figura 2.1 – Esquema tridimensional evidenciando as principais massas d'água e correntes atuantes na costa do Brasil e presentes na região ATS



Fonte: Soutelino et al. (2013).

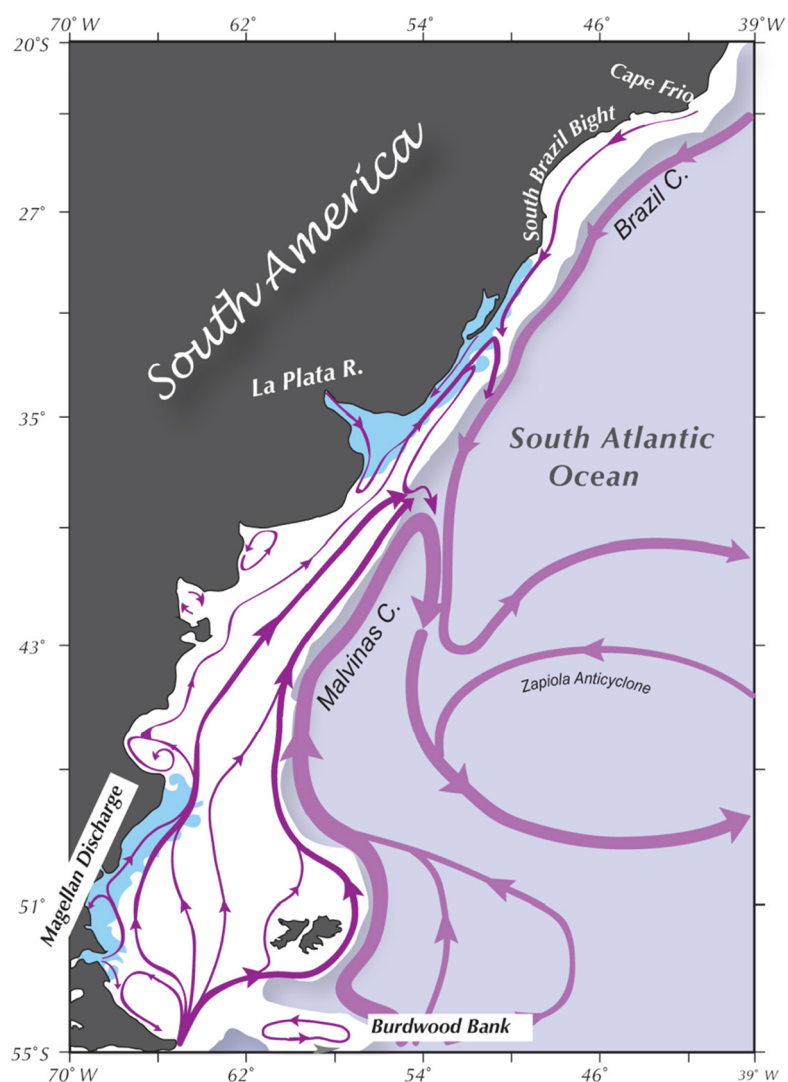
Sobre a Plataforma Continental Sul do Brasil (PCSB) existe um transporte sazonal para o norte com águas do Rio da Prata, quando o fluxo deste rio alcança os arredores da sua foz. O vento resultante e o balanço geostrófico tendem a impelir águas em direção ao norte sobre a costa do Uruguai e a PCSB (GUERRERO et al., 1997; MÖLLER et al., 2008). Este transporte em direção ao norte é chamado Corrente Costeira Brasileira (CCB; SOUZA; ROBINSON, 2004) ou Corrente do Rio Grande (ZAVIALOV; MÖLLER;

CAMPOS, 2002) e é considerado um fluxo sazonal ocorrendo sobre a PCSB durante o inverno. O encontro da CB e CBB forma uma região de frente oceânica (SOUZA; ROBINSON, 2004), gerando um gradiente de TSM sobre a costa com características similares às encontradas em outras regiões de frente oceânica, como na Corrente do Golfo e Corrente de Kuroshio. Os gradientes termais na região da CB/CBB são intensos e promovem uma modulação na atmosfera local e nos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera (PEZZI et al., 2005). A hidrografia dessa região é explorada por Mendonça et al. (2017).

Entre aproximadamente 30° e 50°S e 40 e 60°W está presente a CBM (Figura 2.2), o encontro da CB fluindo para o sul carregando águas relativamente quentes e de alta salinidade com a CM fluindo em direção ao norte transportando águas relativamente frias e de baixa salinidade. A CM tem a sua formação ligada ao ramo norte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) (FETTER; MATANO, 2008; SPADONE; PROVOST, 2009). Estudos indicam a posição média da CBM na latitude de 38°S (SARACENO et al., 2004; MATANO, 1993). Segundo Matano (1993), o balanço dinâmico entre os transportes da CB e CM determinam a localização da CBM. Matano et al. (1993) confirmaram que a posição da CBM é deslocada para o sul no verão austral, quando o fluxo do giro subtropical acelera e o transporte da CB alcança um máximo. Por outro lado, um aumento do transporte da CM no inverno é acompanhado por um movimento para o norte da latitude da CBM. Garzoli e Giulivi (1994) relacionaram a variabilidade sazonal na região da CBM às mudanças locais no rotacional do vento. Smith et al. (1994) apontaram outras questões que interferem na posição da CBM. Eles encontraram uma alta correlação no período semianual entre os ciclos do transporte na Passagem de Drake, transporte da CM e movimentos sazonais da latitude da CBM. No entanto, o transporte da CB exibiu um pico de energia significativa somente no período anual. Eles então concluíram que a influência dos ventos locais ao sul pode ser diminuída antes de alcançar a CB por diversos fatores: fricção lateral no contorno oeste, o fluxo contrário da CB e a incapacidade das águas mais

densas da CM penetrarem a circulação do giro subtropical, esta que foi confinada às camadas superiores do modelo. Estes fatores levaram a CB responder apenas à oscilação anual do vento e não a semianual. Combes e Matano (2014a) indicaram uma deriva da CBM para o sul durante 1993-2008 a partir de resultados do ROMS sem assimilação de dados e associaram essa deriva ao enfraquecimento da circulação do Oceano Sul em consequência do enfraquecimento dos ventos de oeste. Combes e Matano (2014b) enfatizaram a influência do balanço do momento entre a CB e a CM na posição da CBM e também colocaram o controle espacial do transporte da CCA na Passagem de Drake e a representação da batimetria como fatores importantes na determinação da latitude da CBM. Resultados de Bernard et al. (2006) mostraram uma melhoria na representação da CB e CM utilizando esquemas de advecção do momento e parametrização da fricção do fundo específicos. Incluindo estas configurações específicas, os resultados posicionaram a CBM em 36°S-38°S, enquanto outros modelos de diferentes resoluções e configurações colocaram a CBM mais ao sul atingindo 43°S.

Figura 2.2 – Esquema evidenciando as correntes de superfície e os principais processos atuantes ao redor da CBM.

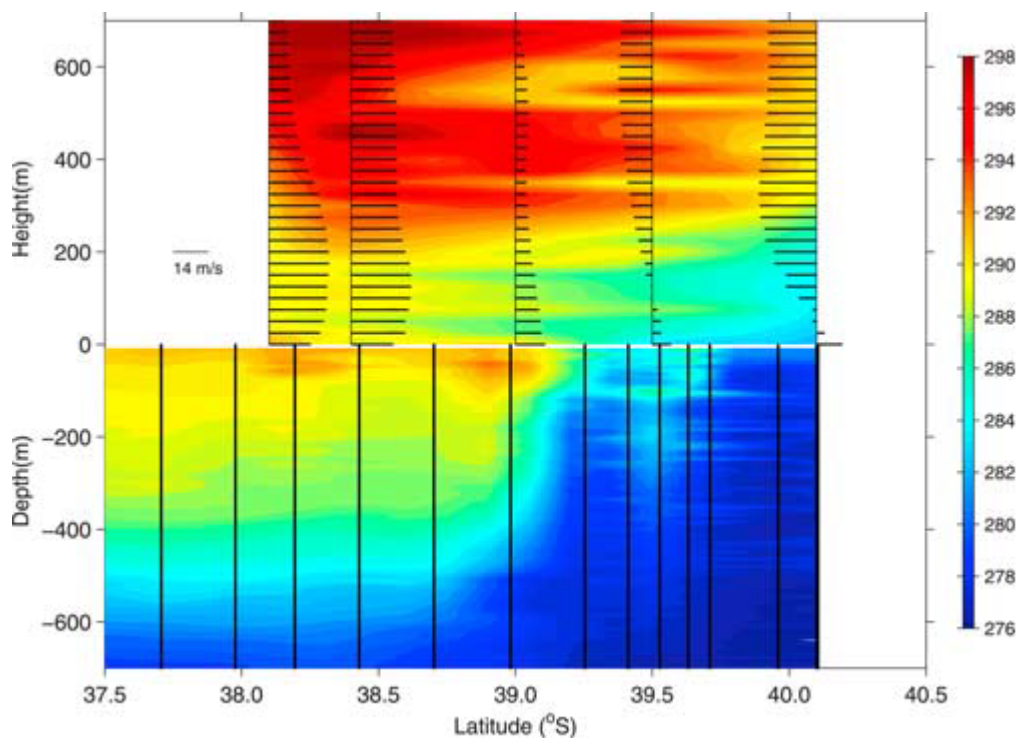


Fonte: Matano et al. (2010).

A CBM é uma região de frente oceânica, altamente energética e está relacionada a diversos processos puramente oceânicos e de interação oceano-atmosfera (PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009). Garcia et al. (2004) associaram a formação de vórtices de mesoescala a retroflexão da CB na região de encontro com a CM. Barré et al. (2006) encontraram estruturas oceânicas de aproximadamente 100 km que interferiram na concentração de clorofila superficial em áreas adjacentes a CBM. Estudando o comportamento

da camada limite atmosférica marinha nesta região, Pezzi et al. (2005) encontraram uma atmosfera com T mais baixa (alta) com ventos fracos (fortes) sobre um oceano frio (quente) (Figura 2.3).

Figura 2.3 – Perfis de temperatura (em K) da atmosfera e do oceano tomados simultaneamente de radiossondas e XBTs a partir da rota do navio de pesquisa Ary Rongel durante 1 a 3 de novembro de 2004. São mostrados vetores da componente meridional do vento (em m s^{-1}).



Fonte: Pezzi et al (2005)

Devido à migração da ASAS durante a primavera e o verão, a circulação atmosférica anticiclônica tem uma importante ação no oceano ATS (SUN et al., 2017). Nessas estações, a atuação da ASAS resulta na presença de ventos de Nordeste ao longo da costa do Brasil. Estes ventos são paralelos à costa do Brasil e favorecem a ocorrência de fenômenos de ressurgência oceânica ao longo do contorno oeste do giro subtropical (RODRIGUES; LORENZZETTI, 2001; CASTELAO; BARTH, 2006; AGUIAR et al., 2014). A interação da ressurgência oceânica costeira com a atmosfera sobrejacente promove processos dinâmicos e termodinâmicos importantes no ATS. Durante os

eventos de ressurgência, a dinâmica de Ekman bombeia águas relativamente mais frias do fundo na superfície do oceano. Isto produz eventos mais intensos de brisa marinha (FRANCHITO et al., 1998). Chaves & Nobre (2004) mostraram que o efeito do resfriamento de superfície devido ao bombeamento de Ekman acontece somente quando ocorre os eventos mais intensos de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

A ZCAS é um fenômeno atmosférico de atividade convectiva com altas taxas de pluviosidade (QUADRO et al., 2012). Trata-se de uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE) sobre o continente sul-americano durante o verão austral, às vezes estendendo-se sobre o Oceano ATS. A interação da ZCAS com o oceano subjacente tem um impacto importante no ATS. Essa interação tem sido investigada com enfoques distintos. Diversos estudos enfocaram a importância da ZCAS sobre o oceano (KALNAY et al., 1986; ROBERTSON; MECHOSO, 2000). Enquanto outros estudos foram conduzidos para investigar a influência do oceano subjacente na ZCAS (Teixeira et al. 2002; BARREIRO et al., 2005). Segundo ROBERTSON & MECHOSO (2000), as variações da anomalia da TSM (ATSM) acompanham as intensificações interanuais da ZCAS na região ATS, com anomalias positivas (negativas) ao sul (ao norte) de cerca de 40°S. Estudos indicaram que a intensificação da ZCAS resfria o oceano subjacente em consequência do aumento da nebulosidade, provocando a redução da radiação solar de onda-curta incidente (CHAVES; NOBRE, 2004). De Almeida et al. (2007) mostraram um mecanismo de retroalimentação no qual a ZCAS é intensificada (enfraquecida) por ATSM quentes (frias) no início do verão, deslocando-se para o norte. Esta migração é acompanhada por um resfriamento (aquecimento) das ATSM originais. Kalnay et al. (1986) encontraram correlações entre as ATSM frias e a vorticidade ciclônica de baixo nível no Atlântico Sul e sugeriram que as ondas estacionárias atmosféricas associadas com a ZCAS foram a causa das ATSM.

2.2. Sistemas de observação do oceano

Nas últimas décadas, um sistema de observação do oceano global através de sensoriamento remoto e *in situ* tem sido progressivamente implementado.

Diversos instrumentos a bordo de satélites, como radiômetros e altímetros, têm fornecido dados contínuos, com cobertura global e alta resolução espaço-temporal, das principais variáveis oceânicas, por exemplo: TSM, nível do mar, cobertura do gelo marinho, SSM e cor do oceano (uma tradução do inglês *ocean color*), etc. Os altímetros fornecem dados de altura do nível do mar em alta resolução espacial e temporal. O nível do mar é diretamente relacionado à circulação oceânica através da aproximação geostrófica (RISIEN; STRUB, 2016) e também às variações da altura estérica, que são causadas pelas alterações de T e S no interior do oceano (IVCHENKO et al., 2007). Portanto, o avanço dos altímetros ajudou no conhecimento da circulação oceânica em alta resolução, possibilitando muitas descobertas de processos oceânicos importantes, como aqueles associados à variabilidade de mesoescala dos oceanos. Nas regiões menos cobertas por nuvens e ao longo das zonas costeiras, os dados do radiômetro *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) são importantes e constituem 40% ou mais dos dados de TSM disponíveis.

Em geral, os satélites fornecem informações substanciais sobre a variabilidade espacial e temporal dos oceanos na superfície, entretanto, eles são insuficientes quando o objetivo é a representação da variabilidade de subsuperfície. Desta forma, um outro importante conjunto de dados é adquirido *in situ*, como os dados de velocidade das correntes medidos a partir de equipamentos como um *acoustic Doppler current profiler* (ADCP) e os perfis verticais de T e S derivados dos *Expendable bathythermographs* (XBTs), boias ancoradas e flutuadores do sistema Argo. Enquanto os dados *in situ* são

bastante esparsos para caracterizar a variabilidade horizontal, eles fornecem informações valiosas sobre a estratificação vertical dos oceanos.

As observações *in situ* são capturadas de diversas maneiras. Cada maneira tem algumas vantagens e desvantagens em termos da resolução espaço-temporal. Um conjunto de boias ancoradas no Oceano Tropical que fazem parte dos projetos TAO/TRITON (Oceano Pacífico), PIRATA (Oceano Atlântico) e RAMA (Oceano Índico), apesar de fixas, são capazes de prover séries temporais de algumas das principais variáveis físicas necessárias para descrever, compreender e prever a dinâmica oceânica de larga-escala e as interações do oceano com a atmosfera (MCPHADEN et al., 2010). Em adição, o sistema Argo, formado por flutuadores autônomos que fluem de acordo com as correntes oceânicas e com distribuição global, permite a coleta de dados de T e S nos primeiros 2000 m da coluna d'água. Entre os 700 m e 2000 m da coluna d'água, os dados provenientes dos flutuadores Argo compõem quase a totalidade do sistema de observação.

Desta forma, o Argo é um dos componentes principais do sistema de observação global de T/S até 2000 m, nas camadas superficiais do oceano. Ele ainda fornece informações sobre as correntes em 1000 m, profundidade na qual o equipamento permanece por mais tempo. Turpin et al. (2016) discutiram a importância das observações provenientes do Argo para um sistema de assimilação global. Eles encontraram erros elevados na representação das correntes de contorno oeste quando os dados do Argo não foram assimilados.

Além dos sistemas de observação supracitados, também são importantes as análises objetivas oceânicas. Trata-se de campos regulares produzidos por técnicas, como a interpolação ótima, para combinar dados de sensoriamento remoto e *in situ*. Muitas vezes, estas análises são produzidas diariamente, como a TSM descrita em Reynolds et al., (2007) e os campos de TSM em alta resolução espacial do *Ocean Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) (DONLON et al., 2012). Devido à escassez das observações de

velocidade das correntes em escala global, algumas técnicas produzem campos de velocidade a partir das observações de outras variáveis oceânicas, utilizando as relações físicas como a geostrofia. Por exemplo, as análises do *Ocean Surface Current analyses* (OSCAR) são campos de correntes oceânicas próximas à superfície estimados a partir dos dados de altura da superfície do mar (ASM), ventos de superfície e TSM provenientes de sensoriamento remoto e *in situ* (DOHAN et al., 2010).

Desta forma, as observações oceânicas derivadas de diferentes fontes têm sido incluídas na assimilação de dados. Estudos têm investigado o impacto da assimilação de observações através de um OSE (OKE; SCHILLER, 2007). Outros estudos realizam experimentos que avaliam o impacto de apenas um tipo de observação na representação do oceano, por exemplo, são avaliados o efeito da salinidade superficial do mar oriunda da missão Aquarius (VERNIERES et al., 2014), dos dados altimétricos derivados dos satélites Jason-I e Jason-II (LIMA; TANAJURA, 2013), dos perfis T e S oriundos dos flutuadores Argo (MIGNAC et al., 2015) e da clorofila proveniente do sensor SeaWiFS (HU et al., 2012).

Em adição, as observações e as análises objetivas geradas a partir da combinação de observações do oceano são empregadas na validação das análises ou previsão provenientes do sistema de assimilação oceânico, tanto através de avaliações qualitativas como quantitativas. Nesta última, usando métricas estatísticas como a média, desvio padrão, correlação, *root mean square deviation* (RMSD), etc (CHASSIGNET et al., 2006).

2.3. Métodos de assimilação de dados por conjuntos

Atualmente, o principal método de assimilação de dados por conjuntos é o EnKF. Trata-se de uma aproximação do *Kalman Filter* (KF) (KALMAN, 1960). O KF fornece um algoritmo que estima o estado de um sistema a partir de resultados do modelo e das observações, assumindo um sistema dinâmico linear e de função de distribuição de probabilidade gaussiana. Entretanto, o

oceano é um sistema altamente não linear. A extensão não linear do KF é o *extended Kalman Filter* (EKF). A assimilação de dados oceânicos baseada nas formulações originais do KF (caso linear) e do EKF (caso não linear) é impraticável para sistemas de grandes dimensões, como um MCGO, pois requer o manuseio de matrizes de dimensão $N \times N$, com $N \sim 10^8$.

Não obstante, estudos iniciais implementaram o EKF para a assimilação de dados em um modelo oceânico simplificado, quasi-geostrófico e multicamadas (EVENSEN, 1992; EVENSEN, 1993). O EKF envolve duas etapas: previsão e análise. As equações da etapa de previsão são apresentadas a seguir.

$$\mathbf{x}_i^f = M(\mathbf{x}_{i-1}^a) \quad (2.1)$$

$$\mathbf{P}_i^f = \mathbf{M}\mathbf{P}_{i-1}^a\mathbf{M}^T + \mathbf{Q}, \quad (2.2)$$

onde \mathbf{x} e \mathbf{P} denotam um vetor de estado e uma matriz de covariância dos erros, respectivamente. O índice superior indica previsão (f ; do inglês *forecast*) ou análise (a), e o índice inferior indica o tempo. A Equação 2.1 mostra um modelo geralmente não linear M que evolui a análise do vetor de estado \mathbf{x}_{i-1}^a no tempo $i - 1$, alcançando a previsão do vetor de estado \mathbf{x}_i^f no tempo i . A Equação 2.2 evolui a matriz de covariância dos erros \mathbf{P} no tempo. Se o modelo M é não linear, ele é linearizado para ser aplicado em \mathbf{P} . Por fim, \mathbf{Q} inclui os erros do modelo.

A outra etapa do EKF é a análise, que acontece em um tempo fixo. A análise do vetor de estado é dada pela Equação 2.3.

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^f + \mathbf{K}(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}(\mathbf{x}^f)), \quad (2.3)$$

onde \mathbf{y}^o denota um vetor que inclui todas as observações, \mathbf{H} é operador da observação que projeta o vetor de estado do modelo no espaço das

observações. Em seguida, a matriz de covariância dos erros da análise é dada pela Equação 2.4.

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{P}^f(\mathbf{I} - \mathbf{KH})^T + \mathbf{K}\mathbf{R}\mathbf{K}^T \quad (2.4)$$

Uma vez que as observações são assimiladas para que o erro da análise seja mínimo, o traço de \mathbf{P}^a ($tr(\mathbf{P}^a)$) deve ser mínimo com um \mathbf{K} ótimo. Desta forma, é possível computar a matriz de ganho ou matriz de peso \mathbf{K} (Equação 2.5), a qual fornece um peso entre o modelo e as observações:

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T (\mathbf{H}\mathbf{P}^f \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}, \quad (2.5)$$

onde \mathbf{P}^f e \mathbf{R} são matrizes simétricas que correspondem a covariância dos erros da previsão e das observações, respectivamente. As demonstrações das Equações 2.4 e 2.5 estão no Apêndice A.

Os trabalhos de Evensen foram importantes, pois elucidaram alguns problemas do EKF relacionados à equação de evolução da covariância dos erros do modelo (Equação 2.2). Por exemplo, alguns termos de ordem elevada são negligenciados no esquema de fechamento desta equação, resultando na sua linearização (EVENSEN, 1992).

O EnKF é descrito por EVENSEN (2003) e supera os seguintes problemas associados aos KF e EKF: (i) no KF, uma matriz do estado do modelo necessita ser armazenada e propagada no tempo, o que torna o método não factível para os modelos com um vetor de estado de alta dimensão, utilizando os recursos computacionais atuais; (ii) quando a dinâmica do modelo é não linear, o EKF usa uma equação linearizada para a evolução da covariância dos erros e o processo de linearização pode resultar em ilimitadas instabilidades lineares para a evolução do erro no tempo. Em contrapartida, o EnKF é uma abordagem computacionalmente muito menos cara, primeiramente sugerida por EVENSEN (1994). Filtros baseados em

conjuntos incluem todos os termos da equação de evolução da covariância dos erros e nenhuma linearização é empregada.

Desta forma, o EnKF é um método de Monte Carlo que pode ser usado com uma opção para aproximar a equação de evolução da covariância dos erros do modelo usada no EKF da seguinte forma. Uma grande nuvem de estados, isto é, pontos no estado de fase, pode ser usada para representar uma função de distribuição de probabilidade específica. Integrando este conjunto de estados no tempo, é possível calcular as estimativas aproximadas da função de distribuição de probabilidade em diferentes níveis do tempo. Isto leva a interpretação do EnKF como um método puramente estatístico no qual o conjunto de estados do modelo evolui a partir do estado de fase. Assim, o EnKF busca estimar a evolução da covariância dos erros do modelo usando um conjunto de m previsões. Um número limitado m de perturbações do conjunto aproxima a matriz de covariância dos erros da previsão ou *background* com a seguinte equação.

$$\mathbf{P}^f \approx \frac{1}{(m-1)} \sum_{j=1}^m (\mathbf{x}_j^f - \bar{\mathbf{x}}^f)(\mathbf{x}_j^f - \bar{\mathbf{x}}^f)^T \quad (2.6)$$

Utilizando a equação acima, o EnKF estima a matriz de covariância dos erros do modelo a partir de um conjunto de previsões, permitindo a inclusão da informação dos erros que dependem do fluxo do dia e que variam no espaço e tempo. Na prática, no entanto, a utilização do EnKF em experimentos de assimilação de dados tem algumas desvantagens: (1) erros de amostragem, (2) subestimação da covariância dos erros da previsão e (3) a necessidade de acessar os erros do modelo.

A aplicação de um conjunto de tamanho reduzido produz erros de amostragem e a matriz de covariância pode conter informações irrealistas, como covariâncias substanciais entre pontos distantes. É possível aplicar uma localização da covariância (MIYOSHI et al., 2007), através da multiplicação de pesos aos valores estimados da covariância, levando em consideração a

distância dos pontos. Desta forma, a localização da covariância limita o efeito das observações dentro de uma certa distância.

Em adição, as covariâncias estimadas a partir do conjunto de previsões subestima o verdadeiro erro do modelo. Isto é parcialmente devido ao número limitado de membros do conjunto e também devido à presença dos erros do modelo. Na prática, a subestimação da matriz de covariância faz o filtro divergir, quando a análise diverge do estado natural enquanto o espalhamento do conjunto permanece baixo. Para evitar a subestimação, a inflação da matriz de covariância é uma estratégia bastante utilizada em diferentes aplicações do EnKF (MIYOSHI, 2011). Finalmente, uma outra desvantagem está relacionada à formulação do KF – e também do EnKF – que assume um modelo sem viés. No entanto, o modelo não é perfeito e existem erros associados às diferenças entre a representação do oceano produzido por ele e o oceano real.

Diversos tipos de EnKF foram então desenvolvidos. Inicialmente, os esquemas de observações perturbadas foram utilizados. Houtekamer e Mitchell (1998) reconheceram que, para o EnKF manter um espalhamento suficiente e prevenir a divergência do filtro, as observações deveriam ser tratadas como randômicas. Eles introduziram o conceito de usar grupos de observações perturbadas para atualizar cada membro do conjunto. Burgers et al. (1998) forneceram uma justificativa teórica para perturbar as observações no EnKF e mostraram que, se as observações não forem tratadas como variáveis randômicas, as covariâncias dos erros da análise são sistematicamente subestimadas, portanto, conduzindo à divergência do filtro.

Whitaker e Hamill (2002) apontaram fontes adicionais de erro de amostragem devido às observações perturbadas. Em contrapartida, eles sugeriram possíveis vantagens do método *Square Root Filter* (SRF). Diversos tipos de SRF foram estruturados com diferentes formas de implementação, entre eles, o LETKF (HUNT et al., 2007). Maiores detalhes do LETKF serão descritos no capítulo 3.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo apresenta as configurações do modelo oceânico, a descrição dos dados observados utilizados na assimilação de dados, das análises objetivas empregadas na validação dos resultados dos experimentos e as principais equações do método de assimilação de dados LETKF. Finalmente, são apresentadas as configurações dos experimentos por conjuntos realizados usando o ROMS-LETKF na região ATS.

3.1. Modelo oceânico

O ROMS é um modelo oceânico regional de superfície livre e de coordenadas verticais sigma que seguem a batimetria. Ele resolve a equação de Navier-Stokes usando a média de Reynolds, a aproximação de Boussinesq e o balanço de momentum vertical hidrostático (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

Trata-se de uma ferramenta sofisticada de modelagem dos oceanos e que tem sido empregada com diferentes propósitos em regiões oceânicas dinamicamente distintas. Por exemplo, Silva et al. (2009) estudaram a circulação oceânica na região sudoeste do Atlântico tropical. Aguiar et al. (2014) investigaram os processos de ressurgência oceânica ao longo do Banco dos Abrolhos, Brasil. Dias et al. (2014) e D'agostini et al. (2015) utilizaram os resultados de circulação do ROMS e acoplaram a um modelo biofísico para investigar a dispersão de organismos marinhos ao redor da região Abrolhos-Campos. Em adição, experimentos de assimilação de dados empregaram o ROMS com o método 4D-Var na Corrente da Califórnia (MOORE et al., 2011a) e na costa sudeste do Brasil (FRAGOSO et al., 2016) e com o método EnOI no Mar da China (LYU et al., 2014).

Além disso, diversos processos de interação oceano-atmosfera interligados a dinâmica de ondas oceânicas de superfície e o transporte de sedimentos (*e.g.* furacões, mistura de superfície oceânica, tensão de

cisalhamento no assoalho marinho) podem ser estudados através do *Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport* (COAWST) (WARNER et al., 2010). O COAWST é um acoplamento entre o ROMS, o *Weather Research and Forecasting* (WRF), o *Simulating Waves Nearshore* (SWAN) e o *Community Sediment Transport Model* (CSTM), modelos que representam as componentes do oceano, da atmosfera, de ondas e de transporte de sedimentos, respectivamente.

Os experimentos realizados neste estudo empregam o ROMS para o domínio numérico 55°S-5°S; 70°W-20°W com resolução horizontal 1/12°, sendo 602 pontos na direção zonal e 736 pontos na direção meridional, e 30 níveis verticais. Este domínio engloba a região ATS (Figura 3.1). Em geral, as integrações utilizam forçantes atmosféricas a cada 6 h. Estes forçantes são campos atmosféricos de radiação de onda curta, radiação de onda longa, precipitação, pressão atmosférica, umidade específica, temperatura da superfície do ar e velocidade do vento em 10 m provenientes do *Climate Forecast System Reanalysis do National Centers for Environmental Prediction* (CFSR/NCEP) (SAHA et al., 2010). É possível computar os fluxos superficiais de calor sensível (H_s), calor latente (H_l) e momentum a partir dos forçantes atmosféricos usando respectivamente as Equações 3.1, 3.2 e 3.3 da formulação *bulk* descrita em Fairall et al. (1996) e Fairall et al. (2003). Como condições de contorno laterais oceânicas, são empregados campos médios mensais de T, S, velocidade e ASM derivados do SODA (CARTON; GIESE, 2008). Os experimentos utilizam a batimetria derivada do *ETOPO high-resolution global topography* (AMANTE; EAKINS, 2009).

$$H_s = \rho c_p C_h U (\theta_{ar} - TSM) \quad (3.1)$$

$$H_l = \rho L_e C_e U (q_s - q) \quad (3.2)$$

$$\tau = \rho C_d U^2 \quad (3.3)$$

As equações acima apresentam a formulação *bulk*, onde C_h , C_e e C_d são respectivamente os coeficientes de transferência de calor, transferência de umidade e de arrasto. θ_{ar} é a temperatura potencial do ar em 2 m, q_s é a umidade específica no nível do mar, e q é a umidade específica do ar em 2 m. U é a velocidade média dos ventos de superfície em relação a superfície do mar.

As equações do ROMS são resolvidas utilizando dois intervalos de tempo, adotando um esquema *split-explicit* no qual as equações que são integradas na vertical (*i.e.*, constituem o modo barotrópico) exigem um menor intervalo de tempo em relação às equações que incluem as três dimensões do espaço (*i.e.*, constituem o modo baroclínico). As equações do momentum e da continuidade do modo barotrópico são:

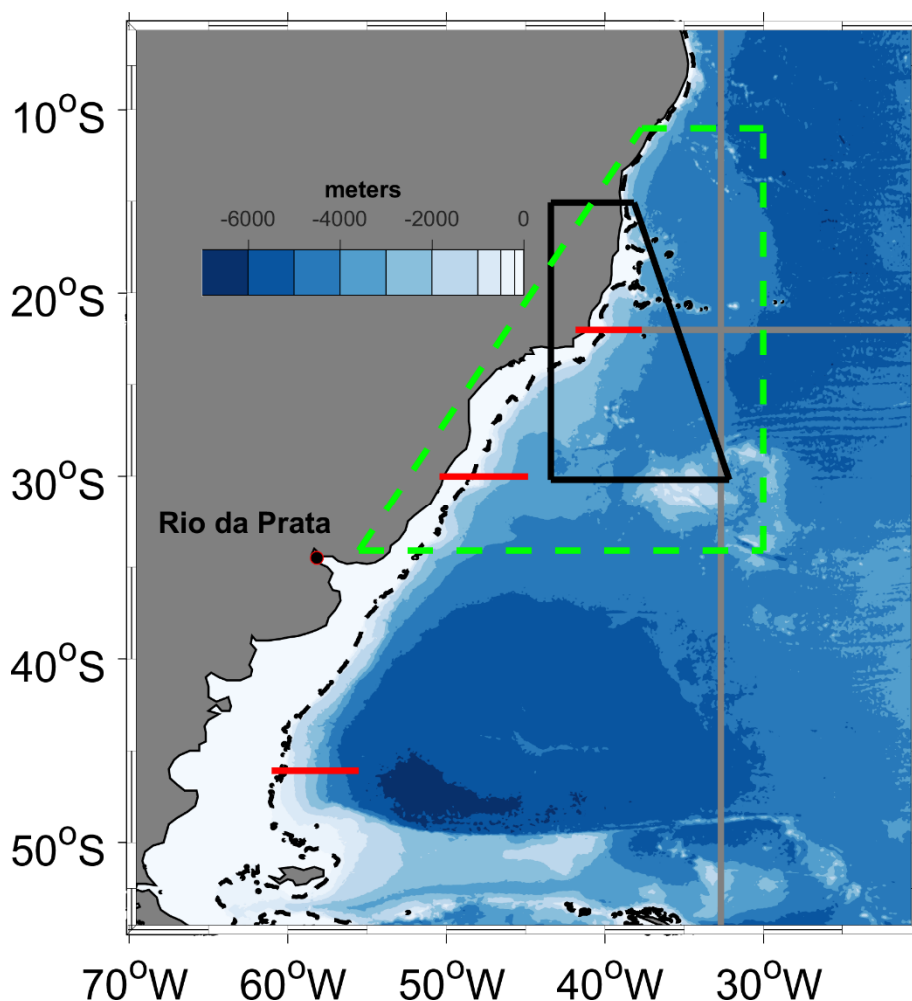
$$\frac{\partial(D\bar{u})}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}D\bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}D\bar{u})}{\partial y} - fD\bar{v} = -D\frac{\partial P}{\partial x} + \tau_{sx} - \tau_{bx} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial(D\bar{v})}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}D\bar{v})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}D\bar{v})}{\partial y} + fD\bar{u} = -D\frac{\partial P}{\partial y} + \tau_{sy} - \tau_{by} \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(D\bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial(D\bar{v})}{\partial y} = 0, \quad (3.6)$$

onde \bar{u} é a integral vertical da velocidade na direção x, \bar{v} é a integral vertical da velocidade na direção y, f é o parâmetro de Coriolis, P é a pressão, τ_{sx} é o estresse de superfície na direção x, τ_{bx} é o estresse de fundo na direção x, τ_{sy} é o estresse de superfície na direção y, τ_{by} é o estresse de fundo na direção y, $D = h + \zeta$ é a profundidade total, com h sendo a profundidade abaixo do nível do mar médio e ζ é variável zeta ou a elevação de superfície livre, que é diagnosticada através da equação continuidade verticalmente integrada (Equação 3.6).

Figura 3.1 – Batimetria (em metros) do domínio numérico configurado com o ROMS na resolução horizontal $1/12^\circ$ incluindo o ATS. O trapézio preto delimita a região da ZCAS em um estudo que será conduzido com as Figuras 4.2 a 4.4. A linha cinza contínua horizontal indica a latitude de 22°S , na qual diagramas hovmöller (Longitude x Tempo) serão mostrados na Figura 4.6. O trapézio verde tracejado delimita a região onde um estudo do espalhamento dos termos da equação da componente meridional do movimento do modo barotrópico será conduzido nas Figuras 4.7 e 4.8. A linha cinza contínua vertical indica a longitude de 33°W , na qual o espalhamento do conjunto da T será apresentado em uma seção vertical (Figura 4.9) e os espalhamentos das componentes do vento em 10 m serão mostrados em diagramas hovmöller (Tempo x Latitude) (Figura 5.5). As linhas vermelhas contínuas indicam as seções em 22°S , 30°S e 46°S , nas quais serão apresentadas a componente da velocidade meridional e os transportes da CB, CCI e CM nas Figuras 5.11 a 5.16.



3.2. Dados observados e análises objetivas

Os dados observados utilizados na assimilação de dados e na validação dos resultados são descritos a seguir:

Dados in situ:

- Perfis verticais de XBTs adquiridos do *Global Temperature-Salinity Profile Project* (GTSP; <http://www.nodc.noaa.gov/GTSP/>; SUN et al., 2010).
- Perfis verticais de *conductivity–temperature–depth* (CTD).
- Perfis verticais T e S provenientes do *Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (PIRATA; BOURLÈS et al., 2008);
- Perfis verticais de T e S do sistema Argo (FREELAND et al., 2010).

Dados de satélite:

- Dados de altimetria da variável *absolute dynamic topography* (ADT) ao longo das trilhas dos satélites *Jason-1*, *Jason-2*, *Envisat* do *Archiving, Validation and Interpretation of Oceanographic Satellites data* (AVISO) (<ftp://ftp.aviso.oceanobs.com/global/delayed-time/along-track/>). A variável ADT é equivalente a variável ζ do ROMS. Daqui em diante, será utilizado somente a notação ζ . (OBS: Considera-se a variável ADT equivalente a variável ζ do ROMS. No entanto, os dados observados de ADT consideram o efeito estérico associado com a expansão térmica da coluna d'água, que é real. Enquanto o ROMS utiliza a aproximação de Boussinesq e negligencia esse efeito).
- Dados de TSM provenientes do AVHRR *Pathfinder Version 5.2* (<https://data.nodc.noaa.gov/pathfinder/Version5.2/>; CASEY et al., 2010).

As análises objetivas empregadas na validação dos resultados são descritas a seguir:

- Campos regulares diários das análises objetivas de TSM do OSTIA regulares com resolução espacial de 1/20° (<ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/ghrsst/data/L4/GLOB/UKMO/OSTIA>; DONLON et al., 2011).
- Campos regulares de superfície diários da ADT com resolução espacial de 1/4° derivados do AVISO disponíveis em <http://marine.copernicus.eu/>.
- Campos regulares de superfície, a cada 5 dias, das componentes u e v de velocidade das correntes oceânicas com resolução espacial de 1/3° do OSCAR disponíveis em ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/oscar/preview/L4/oscar_third_deg (DOHAN et al., 2010).

3.3. Método de assimilação de dados

O princípio básico da assimilação de dados pode ser representado pela equação da análise, Equação 2.3. O LETKF é um SRF derivado do EnKF, onde a equação da análise é resolvida através da média do conjunto da seguinte forma:

$$\bar{\mathbf{X}}^a = \bar{\mathbf{X}}^f + \mathbf{K}(\mathbf{y}^o - \mathbf{H}(\bar{\mathbf{X}}^f)), \quad (3.7)$$

onde $\bar{\mathbf{X}}$ contém a média do conjunto de todas as variáveis do ROMS (*e.g.* T, S, u, v, ζ , U_{bar} , V_{bar}) em um único vetor de tamanho N . Entretanto, a matriz de covariância dos erros da previsão (Equação 2.6), diferente do EnKF, não é explicitamente calculada no LETKF. Em vez disso, perturbações do conjunto da previsão ($\delta\mathbf{X}^f$), de tamanho m , são transformadas em perturbações do conjunto da análise ($\delta\mathbf{X}^a$):

$$\delta\mathbf{X}^a = \delta\mathbf{X}^f[(m-1)\tilde{\mathbf{P}}^a]^{1/2}, \quad (3.8)$$

com $\delta\mathbf{X} = \mathbf{X} - \bar{\mathbf{X}}$ uma matriz $N \times m$ cujas as colunas são as perturbações do conjunto. A covariância dos erros da análise $\tilde{\mathbf{P}}^a$ é dada pela equação:

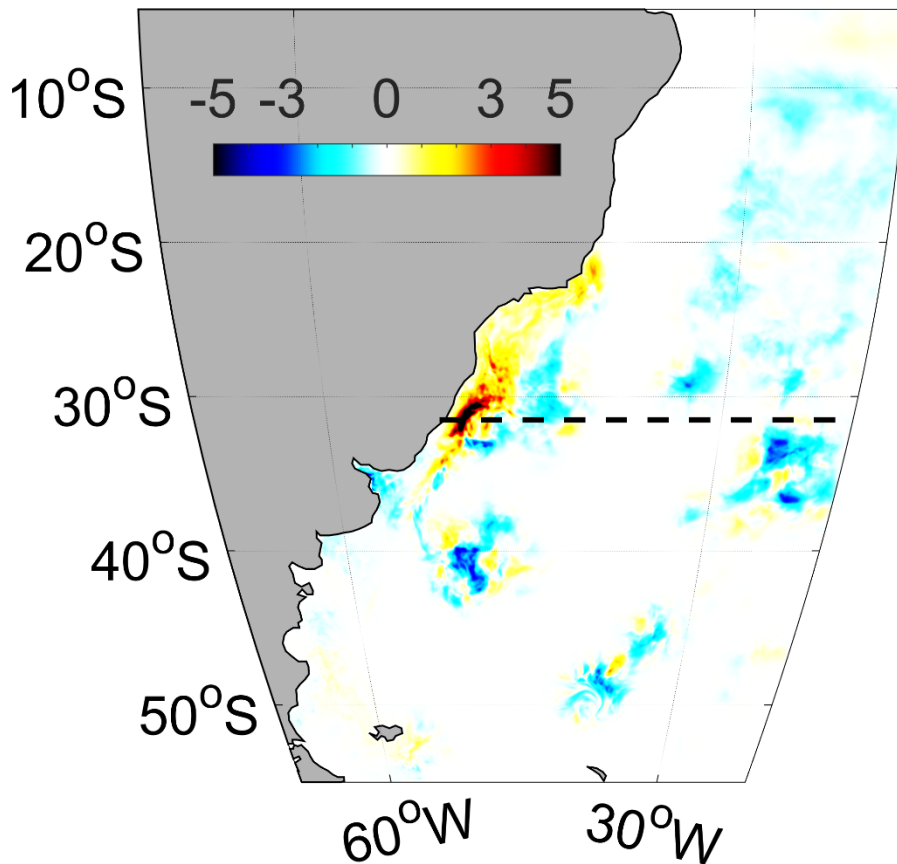
$$\tilde{\mathbf{P}}^a = [(m - 1)\mathbf{I} + (\mathbf{H}\delta\mathbf{X}^f)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}\delta\mathbf{X}^f]^{-1}. \quad (3.9)$$

Em seguida, a média do conjunto da análise é determinada pela equação:

$$\bar{\mathbf{X}}^a = \bar{\mathbf{X}}^f + \delta\mathbf{X}^f \tilde{\mathbf{P}}^a (\mathbf{H}\delta\mathbf{X}^f)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}^o - \mathbf{H}(\bar{\mathbf{X}}^f)). \quad (3.10)$$

Esta média é usada para obter um novo conjunto de m análises, somando-a aos m -membros da matriz de perturbações do conjunto da análise que são provenientes da Equação 3.8. Então, esse novo conjunto é utilizado como condição inicial para o próximo ciclo de previsão. Ainda a respeito da Equação 3.10, é importante definir o incremento da análise $(\bar{\mathbf{X}}^a - \bar{\mathbf{X}}^f)$ (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Incremento da análise $(\bar{\mathbf{X}}^a - \bar{\mathbf{X}}^f)$ de TSM (em °C) calculado em 1 de julho de 2009 a partir de um ciclo de análise com a assimilação apenas de TSM. A linha preta tracejada indica a posição da seção vertical que será mostrada a seguir na Figura 3.3.



A demonstração de como obter as equações do LETKF é detalhada por Tsuyuki e Miyoshi (2007). O LETKF separa o domínio físico de um modelo oceânico em domínios locais. Cada ponto de grade do modelo tem o seu domínio local e a equação da análise é resolvida explicitamente para cada domínio, o que favorece o processamento em paralelo. Utilizando esta abordagem, um importante objetivo do LETKF é a otimização do desempenho computacional em relação ao EnKF e sem a perda de acurácia.

A localização horizontal é implementada de forma explícita, considerando somente as observações de uma região circundante aos pontos de grade da análise. É dado um peso igual a 1 às observações localizadas sobre o ponto de grade da análise, diminuindo o peso dado às observações situadas até uma distância $d = 2 \times \sqrt{\frac{10}{3}} \sigma_h$ em relação a esse ponto. Em d , o peso é igual a zero, ou seja, as observações localizadas a uma distância maior que d não são consideradas. A distância horizontal σ_h é a escala de localização horizontal e é discutida no parágrafo a seguir (HOFFMAN et al., 2012).

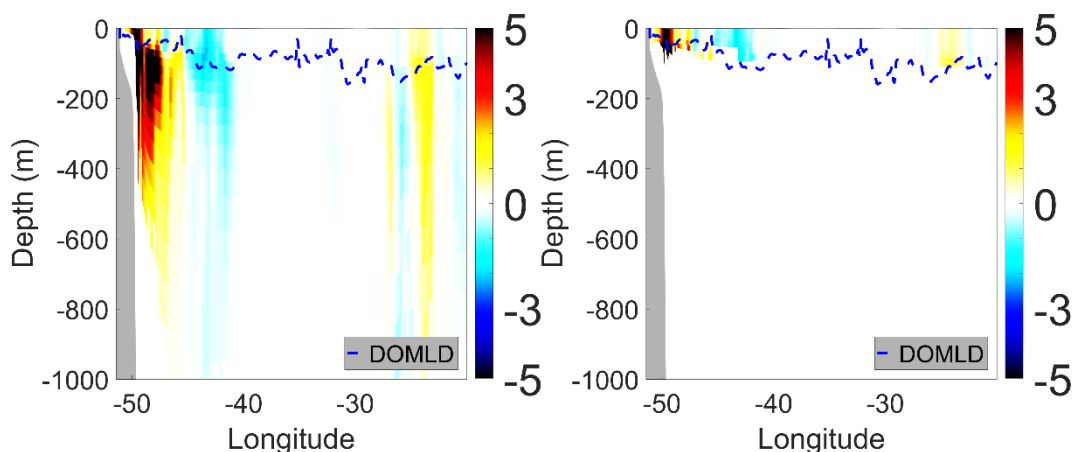
Em adição, os erros das observações são ponderados na matriz \mathbf{R} conforme a distância entre a observação e o ponto de grade, utilizando um peso dado pela função gaussiana $W(d_h) = e^{-0.5 \left[\frac{d_h}{\sigma_h} \right]^2}$, onde d_h é a distância horizontal da observação em relação ao ponto de grade da análise. Neste estudo, alguns experimentos curtos testaram diferentes valores da escala σ_h , para o domínio numérico do ATS, e os melhores resultados foram alcançados com $\sigma_h = 100$ km. Esta escala determina a distância na qual a função W cai para $e^{-0.5}$. Estudos pretéritos que empregaram o LETKF com modelos oceânicos também utilizaram uma abordagem semelhante (HOFFMAN et al., 2012; XU et al., 2013; XU; OEY, 2014).

A localização vertical permite o impacto da observação apenas sobre os pontos de grade situados acima de uma determinada profundidade ou nível vertical do modelo. Neste estudo, a localização vertical é realizada na

profundidade da camada de mistura oceânica. A camada de mistura é geralmente considerada uma região quase homogênea na parte superior dos oceanos onde há pequenas variações da temperatura, salinidade ou densidade com a profundidade. A profundidade da camada de mistura pode ser estimada usando diversas definições (de BOYER MONTÉGUT et al., 2004). Neste estudo, é estimada a profundidade na qual a temperatura varia de 0,5 °C em relação à temperatura do nível mais superficial do modelo.

Enquanto os esquemas de assimilação de dados de altura da superfície do mar, TSM e perfis de temperatura e salinidade empregam a localização horizontal, apenas a assimilação de TSM inclui a localização vertical (Figura 3.3). Maiores detalhes sobre os experimentos de assimilação de dados serão descritos a seguir.

Figure 3.3 – Seção vertical que evidencia o incremento da análise ($\bar{X}^a - \bar{X}^f$) de T (em °C) calculado em 1 de julho de 2009 a partir de um ciclo de análise com a assimilação apenas de TSM sem (esquerda) e com (direita) localização vertical. A linha tracejada em azul indica a posição da profundidade da camada de mistura oceânica.



3.4. Métricas estatísticas

Este tópico apresenta algumas métricas importantes na investigação dos resultados dos experimentos por conjunto. Por exemplo, a média do conjunto é geralmente a melhor estimativa do estado do oceano disponível. O

espalhamento do conjunto é o desvio-padrão dos membros do conjunto em relação à média e fornece uma estimativa quantitativa das incertezas que dependem do fluxo. A média e o espalhamento do conjunto de uma dada variável x e para um conjunto de tamanho m são estimados pelas fórmulas:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^m x_i}{m} \quad (3.11)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m (x_i - \bar{x})^2}{m-1}} \quad (3.12)$$

A covariância dos erros é estimada a partir do conjunto de variáveis oceânicas e evolui no tempo incorporando os padrões que dependem do fluxo. Se a média é geralmente considerada uma aproximação razoável do estado do oceano, a seguinte equação estima a covariância entre duas variáveis do modelo, x e y :

$$C_{x,y} = \frac{1}{(m-1)} \sum_{i=1}^m (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (3.13)$$

A versão normalizada da covariância dos erros, a correlação dos erros, é a covariância $C_{x,y}$ dividida pelos desvios-padrão de x e y , respectivamente, σ_x e σ_y .

A qualidade dos experimentos é investigada objetivamente comparando os resultados do modelo com os dados observados por satélites e *in situ*, e as análises objetivas de diferentes variáveis oceânicas. São calculados valores de erros como o viés (b) e RMSD e de correlação (Cor), seguindo as seguintes fórmulas:

$$b = \bar{X} - \bar{Y} \quad (3.14)$$

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2} \quad (3.15)$$

$$Cor_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{(n-1)\sigma_x\sigma_y} \quad (3.16)$$

onde Y_i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) são os dados observados disponíveis e X_i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) os resultados do modelo interpolados linearmente nos pontos das observações. \bar{Y} (\bar{X}) e σ_y (σ_x) são as médias e desvios-padrão dos valores observados (dos resultados do modelo).

3.5. Investigação das incertezas através de experimentos por conjuntos

Diversos experimentos por conjuntos foram conduzidos com o ROMS configurado na região ATS para investigar as incertezas derivadas das forçantes atmosféricas e batimetria. Inicialmente, experimentos com diferentes durações não incluem assimilação de dados, mas incluem perturbações nos campos atmosféricos ou batimetria. Em seguida, experimentos com assimilação de dados são realizados empregando o LETKF com o ROMS. Em todos os experimentos, é utilizado um conjunto de tamanho $m = 28$.

3.5.1. Experimentos incluindo perturbações e sem assimilação de dados

Experimentos sem assimilação de dados iniciam em 01 de janeiro de 2009 a partir de um conjunto constituído por 28 condições iniciais idênticas, *i.e.*, o espalhamento inicial é nulo. Em seguida, perturbações são realizadas nos forçantes atmosféricos ou batimetria através de diferentes experimentos listados na Tabela 3.1. Os experimentos avançam com cada membro do seu conjunto integrado de forma independente, portanto, as perturbações causam a divergência dos membros e também são responsáveis pelo aumento do espalhamento do conjunto ao longo do tempo.

Tabela 3.1 – Lista dos experimentos por conjuntos realizados sem assimilação de dados.

Experimento	Campos Perturbados		Duração
	Forçantes atmosféricos	Outros campos	Meses
1)	ventos		12
2)	fluxos de radiação		12
3)	umidade específica		12
4)	pressão de superfície		3
5)	temperatura do ar		3
6)	precipitação		12
7)	todos		6
8)		batimetria	12

- *Perturbações nos forçantes atmosféricos*

As perturbações nos forçantes atmosféricos são realizadas nas variáveis do CFSR que são usadas pela fórmula *bulk* do ROMS. Os campos de perturbações são provenientes da reanálise atmosférica chamada *20th Century Reanalysis version 2c* (20CR) (COMPO et al., 2011). Trata-se de uma reanálise por conjuntos constituída de 56 membros. Neste estudo, no entanto, são escolhidos apenas 28 membros de forma aleatória. A média destes 28 membros é removida para gerar as perturbações $\delta X_m^R = X_m^R - \bar{X}^R$, onde m é um membro do conjunto e o índice sobrescrito R indica 20CR. As perturbações recém-criadas são interpoladas para a resolução do CFSR usando um programa de computador que é estruturado com o *Earth System Modeling Framework* (ESMF) (www.earthsystemcog.org/projects/regridweightgen/). Os campos perturbados do CFSR são então calculados por $\tilde{X}_m^C = \bar{X}^C + \delta X_m^R$, onde m é um membro do conjunto e o índice sobrescrito C indica CFSR. Os campos são preparados a cada 6 h de modo que as perturbações atmosféricas variam com o tempo. Seis experimentos por conjuntos são realizados aplicando

perturbações separadamente aos campos de vento, fluxos de radiação, umidade específica, pressão de superfície, temperatura do ar de superfície e precipitação. Um experimento final é conduzido aplicando simultaneamente perturbações a todos os campos do forçamento atmosférico.

- *Perturbações na batimetria*

O impacto das perturbações na batimetria é avaliado através de um experimento por conjuntos, no qual cada membro usa um campo de batimetria diferente. Primeiramente, um campo de batimetria é extraído para o domínio regional ATS a partir da topografia global de alta resolução do ETOPO. Então, filtros de suavização são aplicados ao campo regional resultante (h). O campo h inclui valores de profundidade da coluna d'água. O primeiro filtro (F_1) é aplicado através de um procedimento de média espacial para evitar montes submarinos isolados. Em seguida, h é reduzido para um “parâmetro de inclinação” (r), onde $r = |h_{+1/2} - h_{-1/2}| / |h_{+1/2} + h_{-1/2}|$. Isto inicia um processo iterativo com a aplicação de um filtro modificado de suavização de Shapiro sobre o $\log(h)$ sempre que $r > r_{max}$, onde r_{max} é aleatoriamente definido para cada membro do conjunto e possui a média e desvio-padrão iguais a $0,2989 \pm 0,1287$. Este procedimento iterativo é necessário na prevenção de erros de gradiente de pressão durante a integração de cada membro do conjunto (PENVEN et al., 2008). Um segundo filtro (F_2) remove gradientes muito íngremes que podem causar fluxos irrealistas ou mesmo uma falha na integração de algum membro do conjunto. As perturbações da batimetria são também geradas empregando um diferente número de passagem de F_1 e F_2 para cada um dos 28 membros do conjunto. As 28 batimetrias suavizadas são preparadas e mantidas constantes ao longo do tempo.

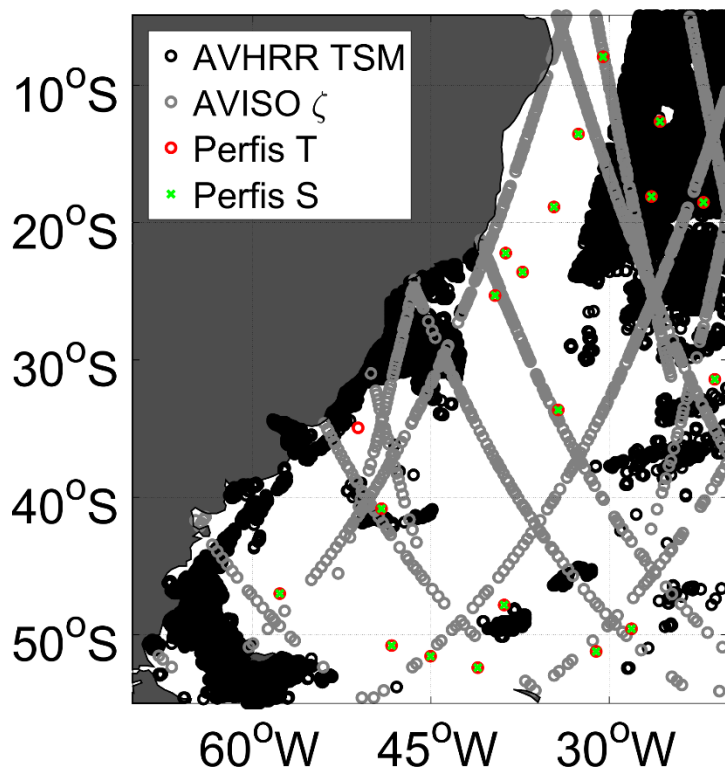
3.5.2. Experimentos de assimilação de dados

Os experimentos realizados com assimilação de dados iniciam em 01 de julho de 2009 e utilizam somente o conjunto inicial de 28 membros proveniente do experimento que inclui as perturbações sobre todas as forçantes

atmosféricas. Mesmo incluindo a assimilação de dados, as perturbações nas forçantes atmosféricas persistem durante o tempo para manter um adequado espalhamento do conjunto ao longo da integração ou, após diversos ciclos de assimilação, o conjunto pode apresentar um espalhamento bastante reduzido. Portanto, a manutenção das perturbações evita o colapso do conjunto e a divergência do filtro, *i.e.*, a análise diverge da realidade enquanto o espalhamento do conjunto permanece pequeno.

Diversos experimentos são realizados incluindo a assimilação de diferentes tipos de observações *in situ* e obtidas por sensoriamento remoto (Figura 3.4). Um experimento é realizado sem assimilação, que é denominado de controle. O experimento controle é uma simulação única com o ROMS e utiliza, como condição inicial, a média do conjunto oceânico do experimento de perturbações atmosféricas em 1 de julho de 2009. Como foi mostrado no tópico 2.3, a solução principalmente da Equação 2.5 revela um problema devido ao armazenamento e inversão de matrizes de alta dimensão. Parcialmente, a estratégia de super-observação ajuda a superar este problema, pois reduz o número de observações disponíveis para assimilação. Esta estratégia combina várias observações presentes em uma certa célula de grade do modelo e produz uma única observação denominada de “super-observação”.

Figura 3.4 – Posições das super-observações de TSM, de ζ ao longo da trilha dos satélites e dos perfis de T e S presentes no dia 1 de julho de 2009 ao redor do domínio numérico.



Em adição, uma questão importante envolve a definição da matriz de covariância dos erros das observações, a matriz \mathbf{R} das Equações 2.4, 2.5, 3.9 e 3.10. \mathbf{R} é diagonal e inclui os erros de instrumento (ε_i) e representatividade (ε_r) (Equação 3.17) das observações. Valores mínimos de erro e tipicamente usados como ε_i são definidos para as observações de TSM e ζ , respectivamente, 1 °C e 0,04 m. Em adição, valores de ε_r também são incluídos sempre que a estratégia de super-observação é usada, com ε_r sendo estimado através da equação a seguir:

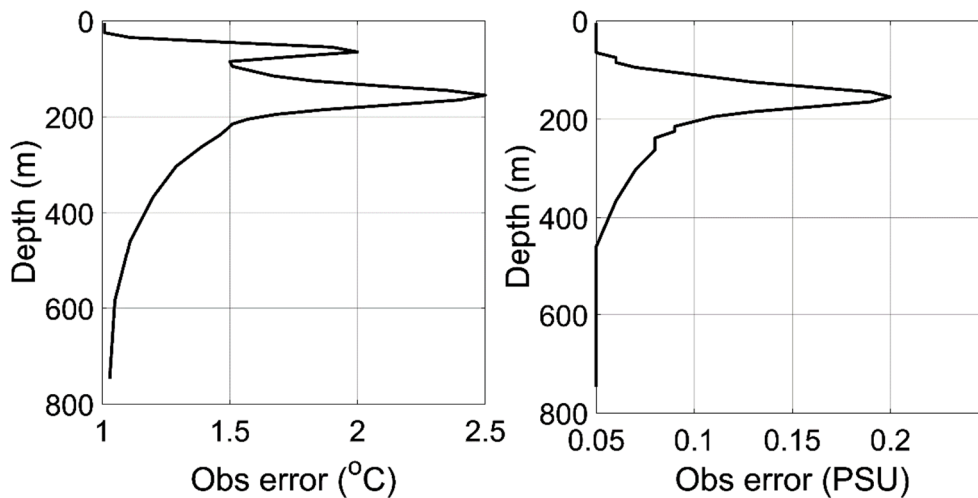
$$\varepsilon_r = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^D (o_i - S_{obs})^2}{D-1}} \quad (3.17)$$

D é o número de observações contido na célula de grade do modelo numérico, o_i são os valores de cada observação e S_{obs} é o valor da super-observação, dado por $S_{obs} = \frac{\sum_{i=1}^D o_i}{D}$.

Em contrapartida, os erros das observações de T e S provenientes de perfis são tratados de forma diferente. Neste caso, utiliza-se uma estratégia que determina os maiores valores de erro nas regiões de maior gradiente vertical. Os erros são menores na camada de mistura devido à homogeneidade de T e S, aumentam entre ~50 m e ~150 m decorrente do alto gradiente vertical na região da termoclina e haloclina, respectivamente de T e S, e diminuem em direção ao oceano profundo (Figura 3.5). Os perfis T e S são assimilados usando uma janela de observação (w_o) de 3 dias, *i.e.*, a assimilação inclui as observações do mesmo dia da análise e de dois dias anteriores. Desta forma, o erro da observação é inflacionado multiplicando um peso (P_{age}) (Equação 3.18) ao erro de cada observação, dependendo da distância temporal (Δt) em dias de uma dada observação em relação à análise. Por exemplo, se o dia da observação é igual ao dia da análise, $\Delta t = 0$ e $P_{age} = 1$.

$$P_{age} = \sqrt{\frac{1}{1 - \frac{\Delta t}{w_o + 1}}} \quad (3.18)$$

Figura 3.5 – Erro da observação estimado para T (esquerda) e S (direita) de um perfil localizado em 25.73°W – 12.64°S em 1 de julho de 2009. Note os maiores valores na região da termoclina e haloclina, respectivamente.



Por fim, a Figura 3.6 mostra o número de perfis T e S e das super-observações de TSM e ζ que são diariamente assimilados ao longo dos experimentos. A Tabela 3.2 resume as configurações dos experimentos de assimilação.

Figura 3.6 – Número das super-observações de TSM (preto), de ζ (vermelho) ao longo da trilha dos satélites e dos perfis de T e S (azul) presentes de 1 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 no domínio numérico.

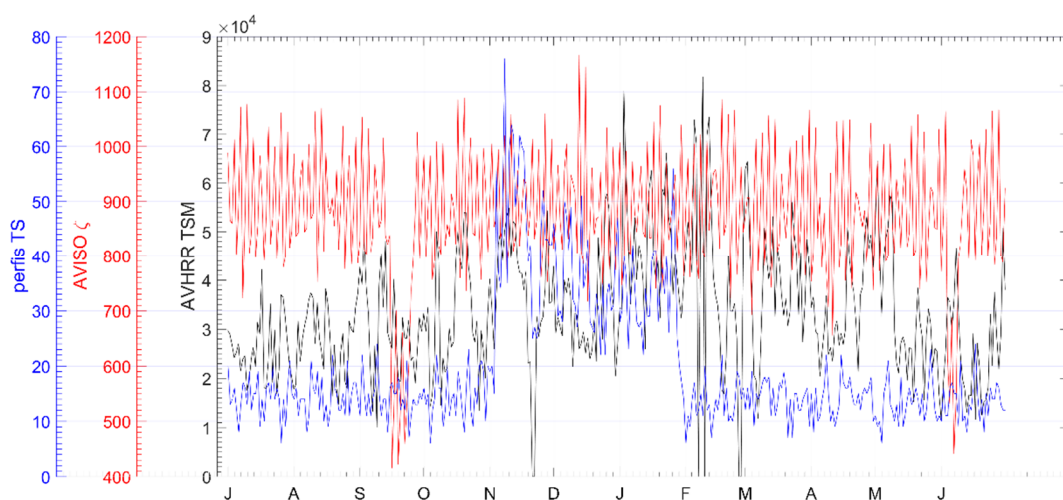


Tabela 3.2: – Lista dos experimentos realizados com assimilação de dados que compõem o OSE. Os espaços em branco indicam a não inclusão do tipo de observação no experimento.

Experimento	Tipo de Observação		
	TS	AVISO ζ	AVHRR TSM
1) TS	$\sigma_h = 100$ km $w_o = 3$ dias		
2) TS + ζ	$\sigma_h = 100$ km $w_o = 3$ dias	$\sigma_h = 100$ km $\varepsilon_i = 0,04$ m	
3) TS + TSM (noloc)	$\sigma_h = 100$ km $w_o = 3$ dias		$\sigma_h = 100$ km $\varepsilon_i = 1$ °C
4) TS + TSM (locv)	$\sigma_h = 100$ km $w_o = 3$ dias		$\sigma_h = 100$ km / $\sigma_v = MLD$ $\varepsilon_i = 1$ °C
5) TS + ζ + TSM	$\sigma_h = 100$ km $w_o = 3$ dias	$\sigma_h = 100$ km $\varepsilon_i = 0,04$ m	$\sigma_h = 100$ km / $\sigma_v = MLD$ Localização de S $\varepsilon_i = 1$ °C
6) Controle	Sem assimilação		

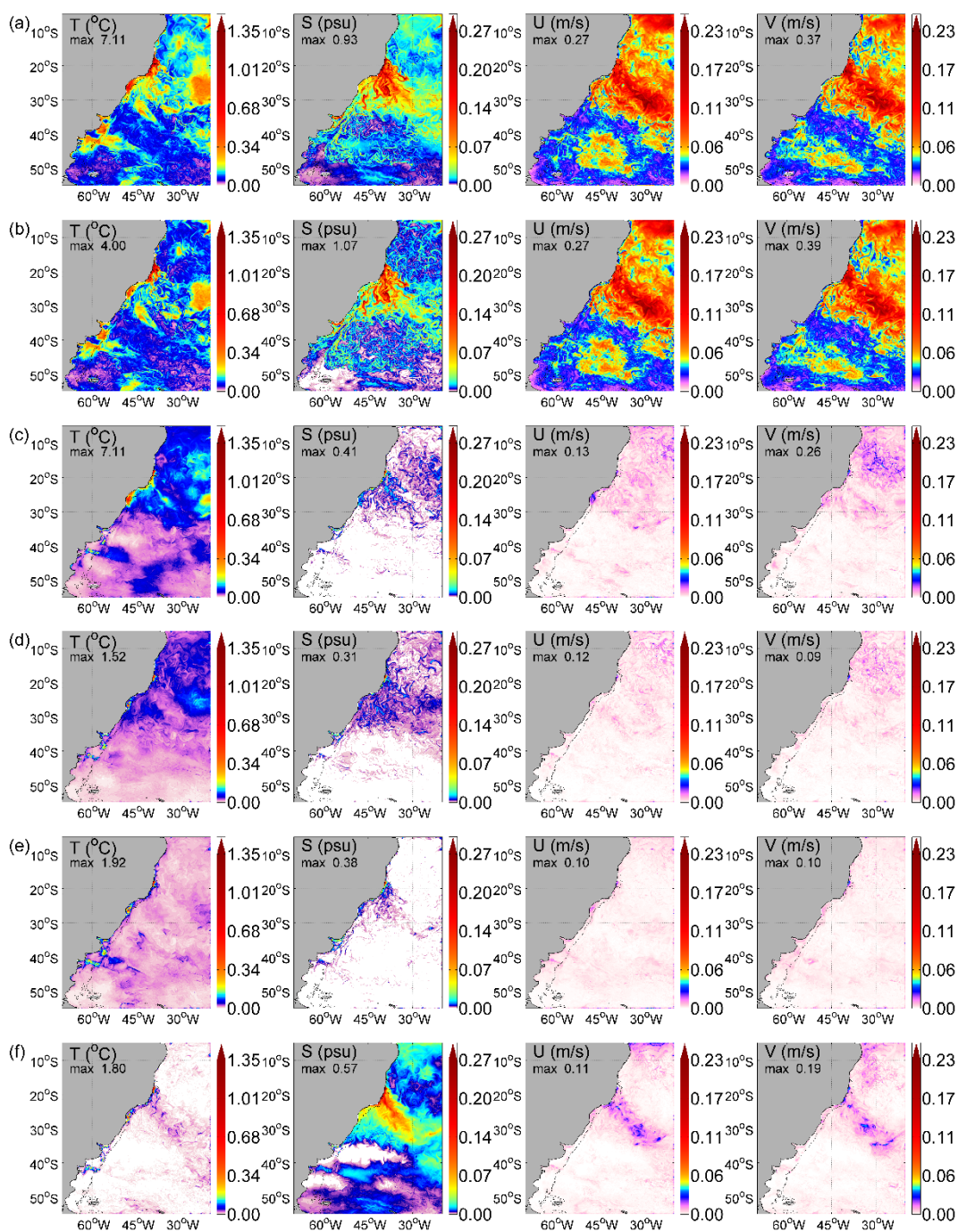
4 ANÁLISE DAS PERTURBAÇÕES

A partir dos resultados dos experimentos por conjuntos, as seções seguintes discutem a influência das perturbações atmosféricas e comparam os impactos produzidos no oceano pelas perturbações atmosféricas e batimétricas.

4.1. A influência das perturbações atmosféricas nas simulações oceânicas

O principal propósito aqui é investigar qualitativamente as características do espalhamento do conjunto de cada variável oceânica que podem ser ligadas aos diferentes tipos de perturbações atmosféricas. A Figura 4.1 apresenta o espalhamento do conjunto oceânico para as variáveis de superfície do modelo, sete dias após a inicialização dos experimentos.

Figura 4.1 – Espalhamento do conjunto na superfície das principais variáveis do modelo oceânico. Os experimentos estão ordenados, de cima para baixo, de acordo com o impacto na TSM. O espalhamento é calculado em 07 de janeiro de 2009 a partir dos resultados dos experimentos por conjuntos com perturbações sobre (a) todos os forçantes, (b) os ventos, (c) os fluxos de radiação, (d) a umidade específica, (e) a temperatura do ar e (f) precipitação.



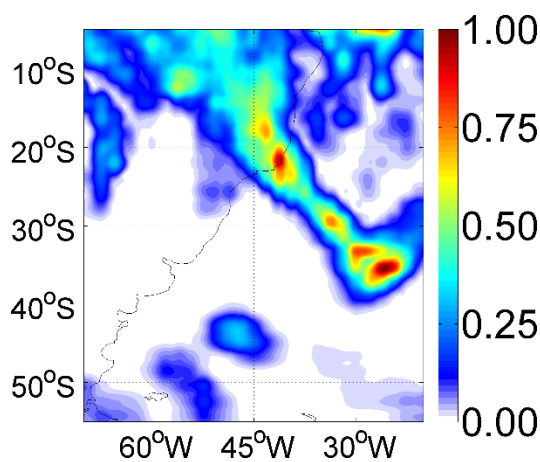
O impacto das forçantes atmosféricas é fortemente dependente do esquema turbulento que é utilizado para estimar os fluxos de superfície (calor e momentum) (FAIRALL et al., 1996; FAIRALL et al., 2003). As regiões onde o conjunto atmosférico perturbado obtém um alto espalhamento coincidem com os locais onde o espalhamento do conjunto oceânico também apresenta os valores mais altos. Entretanto, as características do campo do espalhamento do conjunto oceânico dependem de como cada variável atmosférica é usada para computar os fluxos turbulentos atmosféricos através da fórmula *bulk* (Equações 3.1, 3.2 e 3.3).

Como era esperado, o espalhamento do conjunto oceânico evidencia os maiores valores nos resultados do experimento com todos os forçantes atmosféricos perturbados. O experimento que inclui perturbações somente nos campos de vento produz um espalhamento bastante similar, o que evidencia a importância dos ventos na superfície do oceano. Em outras palavras, a influência do vento pode prevalecer mesmo quando todas as forçantes são perturbadas de forma concomitante. Os experimentos que incluem separadamente as perturbações nos fluxos de radiação e umidade específica exibem um maior impacto no espalhamento da TSM. Enquanto as perturbações na precipitação provocam um maior impacto na SSM. O experimento que aplica perturbações nos campos de temperatura do ar evidencia uma resposta oceânica mais intensa ao longo da costa, mas as perturbações desta variável não superam o impacto do espalhamento na região costeira, por exemplo, quando os campos de vento são perturbados. Desta forma, é necessário um maior tempo de integração para que as perturbações da temperatura do ar afetem mais intensamente regiões oceânicas distantes da costa.

Em janeiro de 2009, o Boletim CLIMANÁLISE do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CLIMANÁLISE, 2009) documentou dois eventos da ZCAS. O primeiro se estendeu de 4 a 8 de janeiro e pode ser caracterizado como uma ZCAS oceânica (PEZZI et al., 2016). Um alto espalhamento da SSM

na Figura 4.1f demonstra uma clara resposta do oceano ao alto espalhamento da precipitação ao longo da região da ZCAS, que é mostrado na Figura 4.2. Na região oceânica subjacente a ZCAS, as perturbações atmosféricas produzem uma banda na direção NW-SE na qual o espalhamento do conjunto oceânico é relativamente alto, alcançando o continente sul-americano quase de forma perpendicular à costa, entre 20°S e 30°S (Figura 4.1). O sinal da ZCAS está presente no espalhamento do conjunto de uma determinada variável oceânica dependendo do tipo de perturbação atmosférica. Os experimentos com perturbações da precipitação e dos fluxos de radiação geram valores de espalhamento elevados respectivamente para SSM e TSM, excedendo 0,08 e 0,2 °C. Devido à transferência de momentum na superfície, perturbações do vento estendem o impacto para as componentes de velocidade das correntes, u e v, com o espalhamento destas variáveis alcançando valores maiores que 0,1 m s⁻¹.

Figura 4.2 – Espalhamento da precipitação (mm h⁻¹) em 7 de janeiro de 2009. Note que os valores estão relativamente mais altos na região da ZCAS. Estes valores se estendem até a região oceânica, o que caracteriza uma ZCAS oceânica.



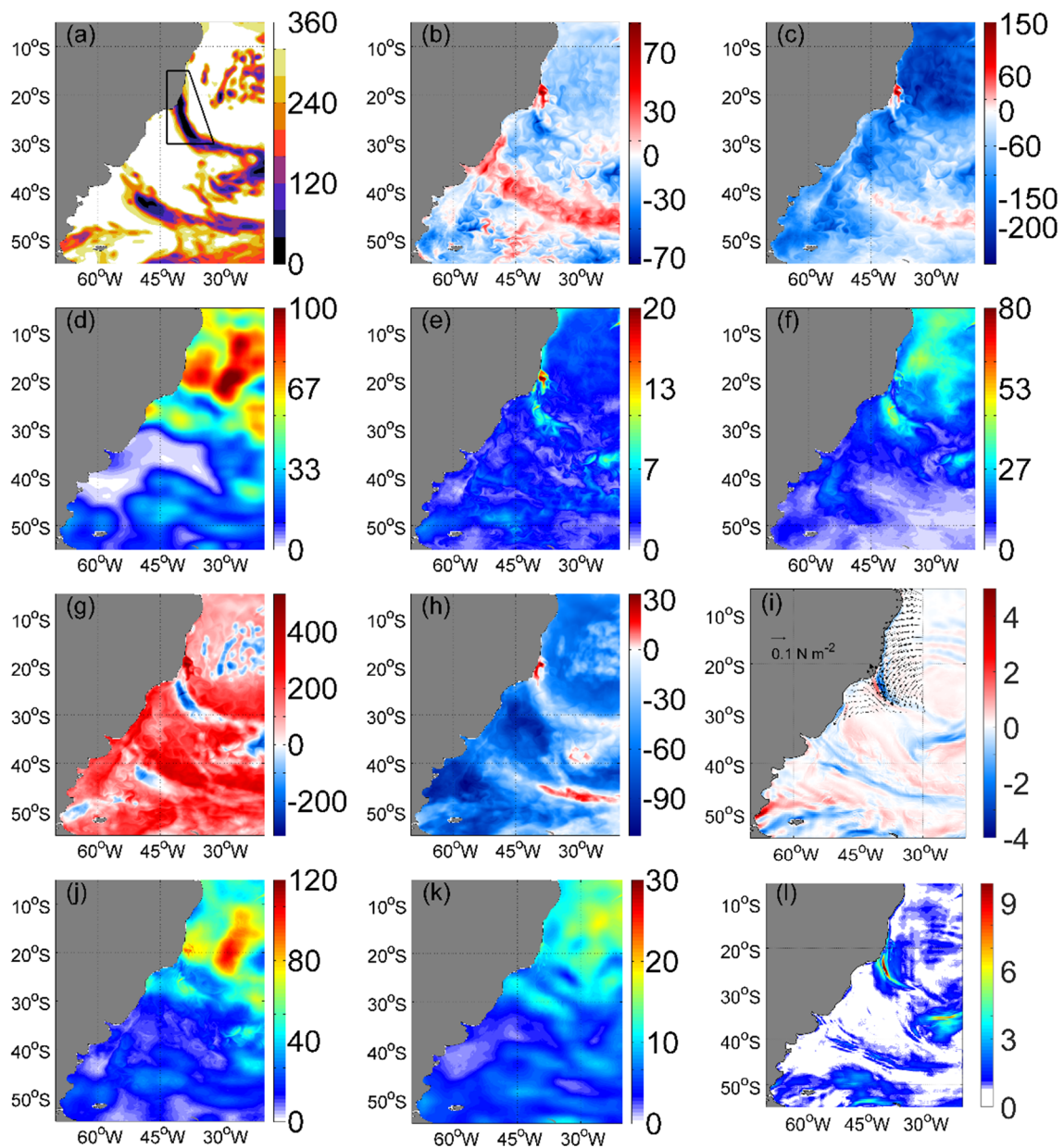
Fonte: Pezzi et al. (2016)

Em seguida, uma análise mais detalhada é realizada somente para o experimento no qual todos os forçantes atmosféricos são perturbados. A Figura 4.3 apresenta a média e o espalhamento do conjunto das principais componentes do balanço de calor na superfície, como os campos perturbados

da radiação solar de onda curta usados para forçar o ROMS (Figuras 4.3a e 4.3d) e os fluxos derivados da sua fórmula *bulk*, como o calor sensível (Figuras 4.3b e 4.3e), o calor latente (Figuras 4.3c e 4.3f), o balanço de calor resultante (Figuras 4.3g e 4.3j) e a radiação de onda longa líquida (Figuras 4.3h e 4.3k). A região da ZCAS é destacada com um trapézio preto na Figura 4.3a, onde as áreas de alto espalhamento do conjunto coincidem para as variáveis atmosféricas e oceânicas, de acordo com as Figuras 4.1 e 4.2. As médias do conjunto de calor sensível (Figura 4.3b), calor latente (Figura 4.3c) e radiação de onda longa líquida (Figura 4.3h) evidenciam um fluxo ascendente (valores negativos). Ao contrário, a média do conjunto dos campos perturbados de radiação solar de onda curta (Figura 4.3a) exhibe somente valores positivos, que são responsáveis pelo aquecimento do oceano. Entretanto, é notável uma banda de redução da radiação solar incidente devido à presença da ZCAS. Outros estudos demonstraram que a presença de nuvens associada aos eventos de ZCAS restringe a entrada de radiação solar no oceano (CHAVES; NOBRE, 2004; DE ALMEIDA et al., 2007). Como uma consequência do balanço de calor na superfície, há um fluxo de calor ascendente (*i.e.* um resfriamento do oceano) (Figura 4.3g).

Os mapas de espalhamento do conjunto das componentes do fluxo de calor parecem seguir o mesmo padrão do espalhamento do conjunto perturbado de radiação solar incidente, com a exceção do mapa do calor sensível (Figura 4.3e) e calor latente (Figura 4.3f). Ambos os mapas de espalhamento do calor sensível e calor latente mostram uma peculiaridade na região da ZCAS e não parecem ter uma relação intrínseca com a radiação solar incidente.

Figura 4.3 – (a), (b), (c), (g) e (h) são as médias do conjunto e (d), (e), (f), (j) e (k) são os espalhamentos do conjunto respectivamente do fluxo de radiação solar de onda curta, do fluxo de calor sensível resultante, do fluxo de calor latente resultante, do balanço de calor resultante e do fluxo de radiação de onda longa líquido (em W m^{-2}), respectivamente. (i) é a média do conjunto ($\times 10^{-6} \text{ N m}^{-3}$) do rotacional do vento com os vetores da média da tensão de cisalhamento do vento (N m^{-2}) sobrepostos. Os valores do rotacional do vento positivos (negativos) indicam subsidência (ressurgência). (l) é o espalhamento do conjunto ($\times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$) do rotacional do vento em N m^{-3} . O trapézio preto em (a) indica a região da ZCAS. Os campos são produzidos a partir dos resultados do experimento com perturbações sobre todos os forçantes atmosféricos em 7 de janeiro de 2009.

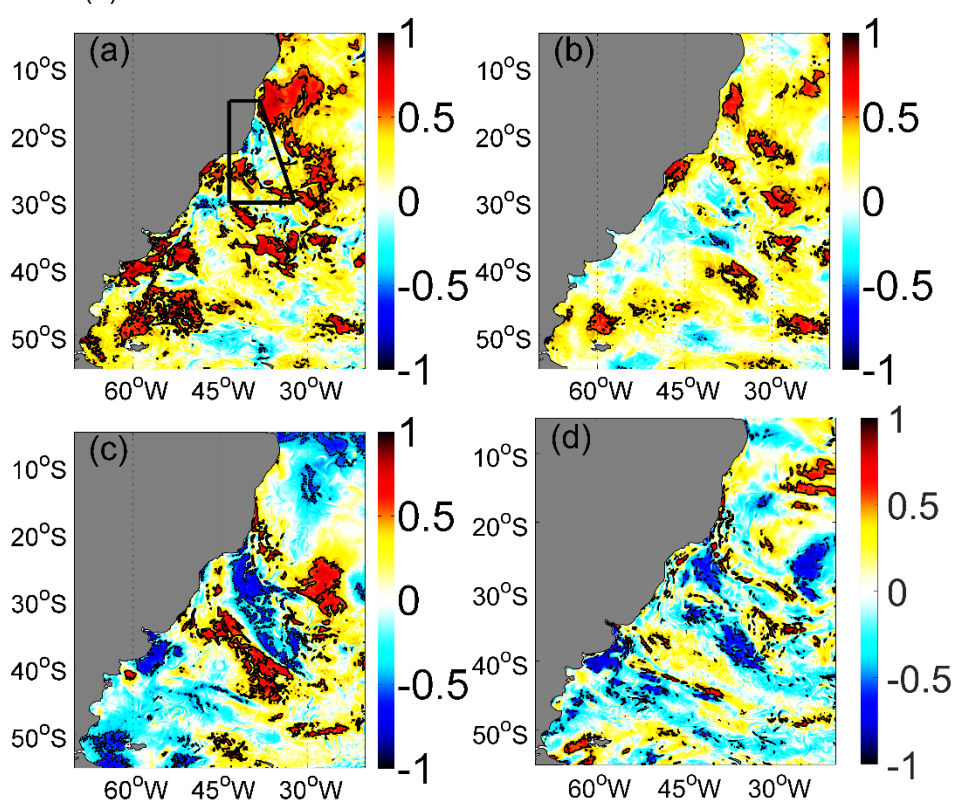


A Figura 4.3i exibe a média do conjunto do rotacional do vento com os vetores sobrepostos da média da tensão de cisalhamento do vento, e a Figura 4.3l apresenta somente o espalhamento do conjunto do rotacional do vento. Estes campos são calculados a partir dos campos perturbados das componentes de tensão de cisalhamento do vento. Na Figura 4.3i, as médias do conjunto sugerem que a presença da ZCAS altera o padrão do vento comumente observado no verão, alterando a direção dos ventos de Nordeste que fluem paralelamente a costa do Brasil. Castelao e Barth (2006) reportaram uma ressurgência costeira devido aos ventos paralelos a costa, mas os resultados encontrados aqui apontam que a mudança do padrão do vento pode reduzir a intensidade do fenômeno de ressurgência. Tais resultados evidenciam duas regiões oceânicas de acordo a presença da ZCAS: (i) imediatamente ao norte e (ii) subjacente a ZCAS (Figura 4.3i). Imediatamente ao norte, valores negativos do rotacional do vento indicam a ocorrência da ressurgência costeira. Ao contrário, o rotacional do vento apresenta valores positivos na região subjacente a ZCAS, indicando que o fenômeno de ressurgência pode ser mitigado ou mesmo interrompido na ocorrência deste fenômeno.

Em adição, a Figura 4.4 exibe as correlações estimadas a partir dos erros da TSM e das variáveis que participam dos fluxos de calor e momentum na interface oceano-atmosfera. Devido ao fluxo de calor ascendente, correlações positivas maiores que 0,5 são encontradas entre a TSM e o balanço de calor resultante na região da ZCAS (Figura 4.4a). Isto indica uma tendência de resfriamento do oceano e conseqüentemente redução da TSM. Na mesma região, as correlações dos erros da TSM em relação ao fluxo de radiação solar de onda curta (Figura 4.4b), à componente meridional da tensão do vento (Figura 4.4c) e ao rotacional do vento (Figura 4.4d) sugerem que os campos de vento perturbados são mais relevantes na definição da TSM em comparação aos campos perturbados do fluxo de radiação solar de onda curta. É importante mencionar que o espalhamento do conjunto do rotacional do vento exibe

valores mais elevados na região da ZCAS (Figura 4.3I), o que pode ser um indicativo da influência dos ventos nos padrões encontrados do espalhamento do conjunto do calor sensível e calor latente. Isto aponta que os ventos têm um papel mais importante no balanço de calor na região da ZCAS, ao invés dos fluxos perturbados de radiação solar de onda curta.

Figura 4.4 – Correlações dos erros calculadas em 7 de janeiro de 2009 a partir do conjunto de TSM em relação aos conjuntos (a) do balanço de calor resultante na superfície, (b) dos fluxos perturbados de radiação solar de onda curta, (c) dos campos perturbados da tensão do vento meridional e (d) do rotacional do vento.



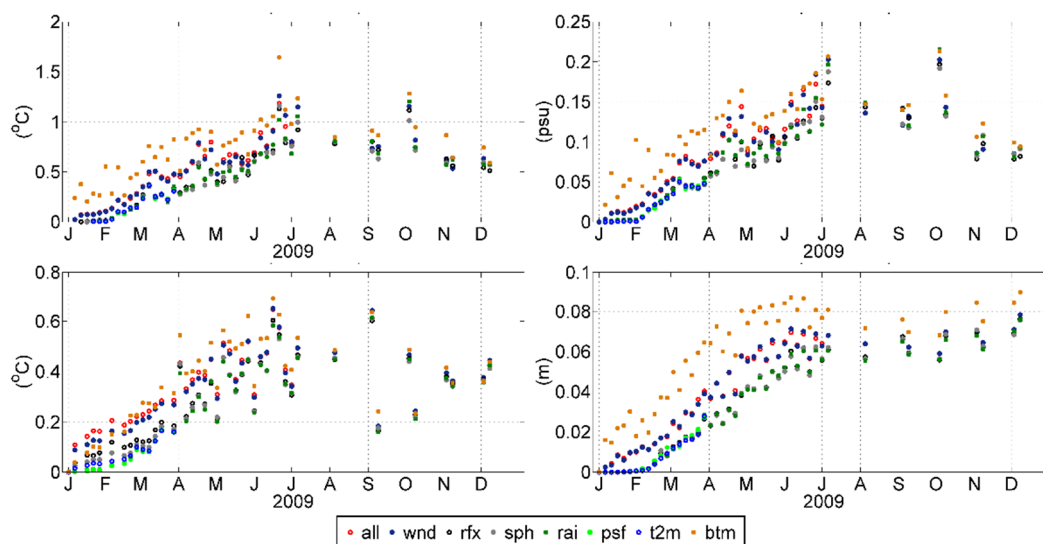
Portanto, os ventos em 10 m têm um papel fundamental no cálculo dos fluxos de momentum, mas também podem ser cruciais determinando os padrões dos fluxos de calor sensível e calor latente através das equações que compõem a fórmula *bulk* utilizada no ROMS (Equações 3.1, 3.2 e 3.3).

4.2. As influências das perturbações atmosféricas e batimétricas no oceano

Para avaliar o impacto das perturbações atmosféricas e batimétricas, a Figura 4.5 apresenta as médias do espalhamento do conjunto de variáveis oceânicas (e.g. T, S, ζ , TSM) ao longo do tempo. São médias espaciais estimadas a partir dos valores do espalhamento nos locais das observações provenientes do sistema de observação *in situ* ou por sensoriamento remoto. Quando o espalhamento é estimado nos níveis de profundidade dos perfis de T e S, calcula-se uma segunda média na vertical.

Durante o tempo, os conjuntos de T e S derivados dos experimentos com perturbações nos forçantes atmosféricos e somente na batimetria apresentam valores de espalhamento similares (Figuras 4.5a e 4.5b). Entretanto, T e S parecem ser ligeiramente mais susceptíveis às perturbações batimétricas. Os valores do espalhamento aumentam de forma contínua até junho e julho, alcançando valores de aproximadamente 1,5°C (0,2) para T (S). Em algumas datas, a S é mais impactada devido somente às perturbações da precipitação, como no início de agosto e outubro. Isto demonstra a importância da precipitação para a variabilidade da S do oceano.

Figure 4.5 – Média do espalhamento calculada a partir do conjunto oceânico nas posições das observações de (a) perfis de T, (b) perfis de S, (c) TSM e (d) ζ . Cada símbolo representa um experimento diferente que aplica perturbações sobre: todos os forçantes (all), ventos (wnd), fluxos de radiação (rdx), umidade específica (sph), precipitação (rain), pressão de superfície (psf), temperatura do ar (t2m) e batimetria (btm).



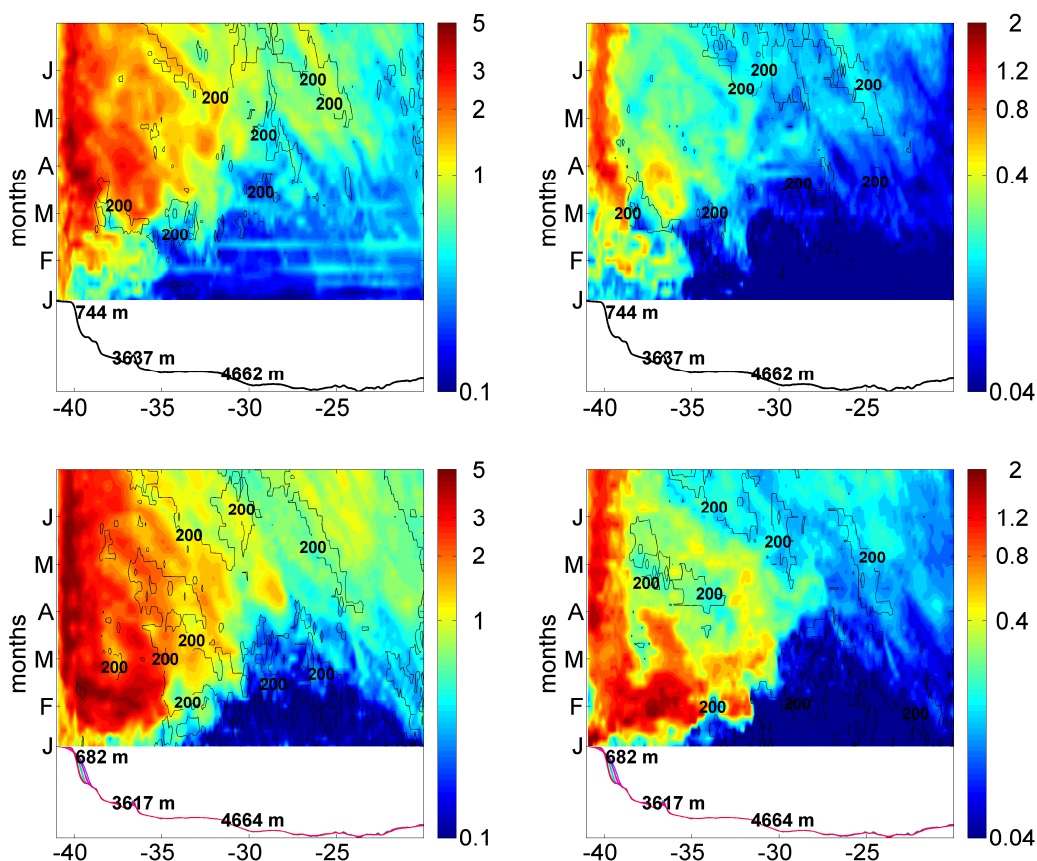
Nos dois primeiros meses, o espalhamento da TSM exhibe os maiores valores quando as perturbações são aplicadas sobre todos os forçantes atmosféricos (Figura 4.5c). Durante março a junho, as perturbações sobre todos os forçantes, somente na batimetria e somente no vento produzem os valores mais altos do espalhamento da TSM, excedendo 0,6°C em junho. Neste mesmo período, as perturbações somente na precipitação e umidade específica determinam os menores valores, enquanto as perturbações somente nos fluxos de radiação geram valores intermediários e, às vezes, também elevados.

As perturbações batimétricas produzem os maiores valores do espalhamento de ζ , excedendo 0,08 m no final de abril (Figura 4.5d). Considerando apenas os experimentos com perturbações no forçamento atmosférico, as perturbações sobre todos os forçantes e somente no vento geram um maior espalhamento de ζ , porém alcançando quase 0,08 m tão somente em dezembro. Outras perturbações atmosféricas causam um menor impacto em ζ . O espalhamento do conjunto de ζ alcança valores comparáveis

aos encontrados por Counillon e Bertino (2009) a partir de experimentos por conjuntos com o modelo oceânico HYCOM, utilizando 10 membros.

Na latitude de 22°S, os diagramas de Longitude x Tempo (Hovmöller) mostram os valores máximos do espalhamento do conjunto de T e S que são extraídos da coluna d'água vertical (Figura 4.6). Para o experimento que inclui perturbações na batimetria, ambos os diagramas de T e S indicam um crescimento mais rápido dos valores de espalhamento sobre as regiões rasas, ao longo da plataforma continental e talude. Em contrapartida, um crescimento mais lento ocorre sobre as regiões oceânicas mais profundas ao leste de aproximadamente 30°W. A aplicação das perturbações sobre todos os forçantes atmosféricos também produzem um impacto mais relevante em regiões rasas, mas os valores máximos do espalhamento são mais restritos espacialmente e alcançam números menores para ambos T e S. Investigando as isolinhas que designam o máximo do espalhamento na profundidade de 200 m, observa-se que os valores máximos alcançam profundidades altas mais rapidamente no experimento com perturbações na batimetria. A presença dos valores máximos seguindo linhas inclinadas demonstram a ocorrência de estruturas que dependem do fluxo que se propagam de leste para oeste.

Figura 4.6 – Diagramas Hovmöller's (Longitude x Time) em 22°S mostrando os valores máximos do espalhamento na vertical para a T em °C (esquerda) e S (direita) derivados dos seis primeiros meses dos experimentos que incluem perturbações em todos os forçantes atmosféricos (topo) e na batimetria (fundo). Os contornos em preto indicam as isolinhas nas quais o máximo espalhamento foi encontrado na profundidade de 200 m e as linhas contínuas na base das figuras exibem os valores de batimetria na latitude escolhida.



Em razão do ROMS ser um modelo oceânico estruturado em coordenadas verticais que seguem a batimetria, pequenas variações do campo de batimetria podem alterar fortemente o resultado do modelo, principalmente em águas rasas.

O diagnóstico de ζ a partir da equação 3.6, que depende verticalmente da batimetria, pode explicar os altos valores do espalhamento do conjunto de ζ que são derivados do experimento com perturbações batimétricas. Em seguida, devido ao acoplamento entre os modos barotrópico e baroclínico, algumas médias temporais ponderadas dos campos integrados do modo barotrópico são

usadas para avançar os campos tridimensionais do modo baroclínico ao longo do intervalo de tempo baroclínico. Através desse acoplamento, as perturbações da batimetria inicialmente impactam as variáveis integradas na vertical e indiretamente afetam os campos de T e S. Muito possivelmente, esta é a razão para as perturbações batimétricas gerarem valores do espalhamento de T e S ligeiramente mais elevados. Por outro lado, o espalhamento do conjunto da TSM alcança valores que refletem uma menor resposta às perturbações batimétricas e um maior impacto decorrente das perturbações aplicadas sobre algumas variáveis atmosféricas. Portanto, existe uma resposta mais direta da TSM aos processos que acontecem na interface oceano-atmosfera, como os fluxos estimados a partir da fórmula *bulk* do ROMS (Equações 3.1 a 3.3).

A análise das perturbações aplicadas sobre o conjunto oceânico agora abrange a investigação do impacto nos termos das Equações 3.4 e 3.5, as componentes horizontais da equação do momentum do modo barotrópico do ROMS. As componentes meridional e zonal respondem de forma semelhante às perturbações de tal modo que é apresentada somente uma análise de *empirical orthogonal function* (EOF) calculada a partir dos campos diários do espalhamento do termo da aceleração meridional $\left(\frac{\partial(D\bar{v})}{\partial t}\right)$, considerando o período de 1 de janeiro a 30 de junho de 2009. A primeira EOF (EOF1) deste termo evidencia a maior parte da variância total (Tabela 4.1), seja com perturbações atmosféricas (88,20%) ou batimétricas (80,20%). Estas duas fontes de perturbação exibem um resultado similar da EOF1, de modo que a Figura 4.7 apresenta somente o mapa da EOF1 do espalhamento diário do conjunto oceânico do experimento que inclui perturbações sobre todas as forçantes atmosféricas. Na Figura 4.7, um trapézio preto destaca um sinal da EOF1 na região adjacente a plataforma continental da costa leste do Brasil, o que sugere uma associação com o fluxo da CB. A EOF1 também apresenta alguns valores, de forma homogênea, nas regiões ao redor das frentes oceânicas e na região da CBM, onde a variabilidade de mesoescala é alta. Em contrapartida, a EOF1 não exhibe um sinal que caracterize a presença de algum

fenômeno na região Nordeste (NE) do ATS, o que pode ser devido a um baixo espalhamento do conjunto do termo de aceleração meridional e também pode ter relação com um baixo espalhamento das principais variáveis do modelo oceânico nesta região (não mostrado). O NE do ATS é dominado por uma circulação de relativamente baixa variabilidade da CSE e do fluxo leste do giro subtropical e não é muito afetada pelo sistema da CB. Desta forma, essa região específica pode exigir perturbações nos contornos laterais para aumentar os valores do espalhamento do conjunto oceânico, independentemente das perturbações na atmosfera e/ou batimetria. As EOF2 e EOF3 têm uma estrutura mais complexa e a combinação das três EOFs com suas respectivas componentes principais (PC1, PC2, PC3) produz valores próximos a zero, os quais são encontrados no início da série do espalhamento do termo da aceleração meridional do experimento com perturbações nas forçantes de superfície (Figura 4.8b). Após março de 2009, a EOF1 completamente domina em relação às outras EOFs.

Figure 4.7 – EOF1, EOF2 e EOF3 calculadas a partir do espalhamento do conjunto diário do termo de aceleração da componente-y da equação do momentum verticalmente integrada. Este termo é proveniente do experimento que inclui perturbações em todas as forçantes. As curvas exibem as séries temporais das três primeiras componentes principais relacionados a cada EOF. No mapa do EOF1, o trapézio preto demarca a região onde o espalhamento de cada termo da equação do momentum é exibido na Figura 4.8. As linhas vermelha e azul representam as isotermas de 20 °C e 5 °C, estabelecendo respectivamente a posição das frentes oceânicas quente e fria (SARACENO et al., 2004). A linha preta indica a seção em 33°W, que é apresentada na Figura 4.9.

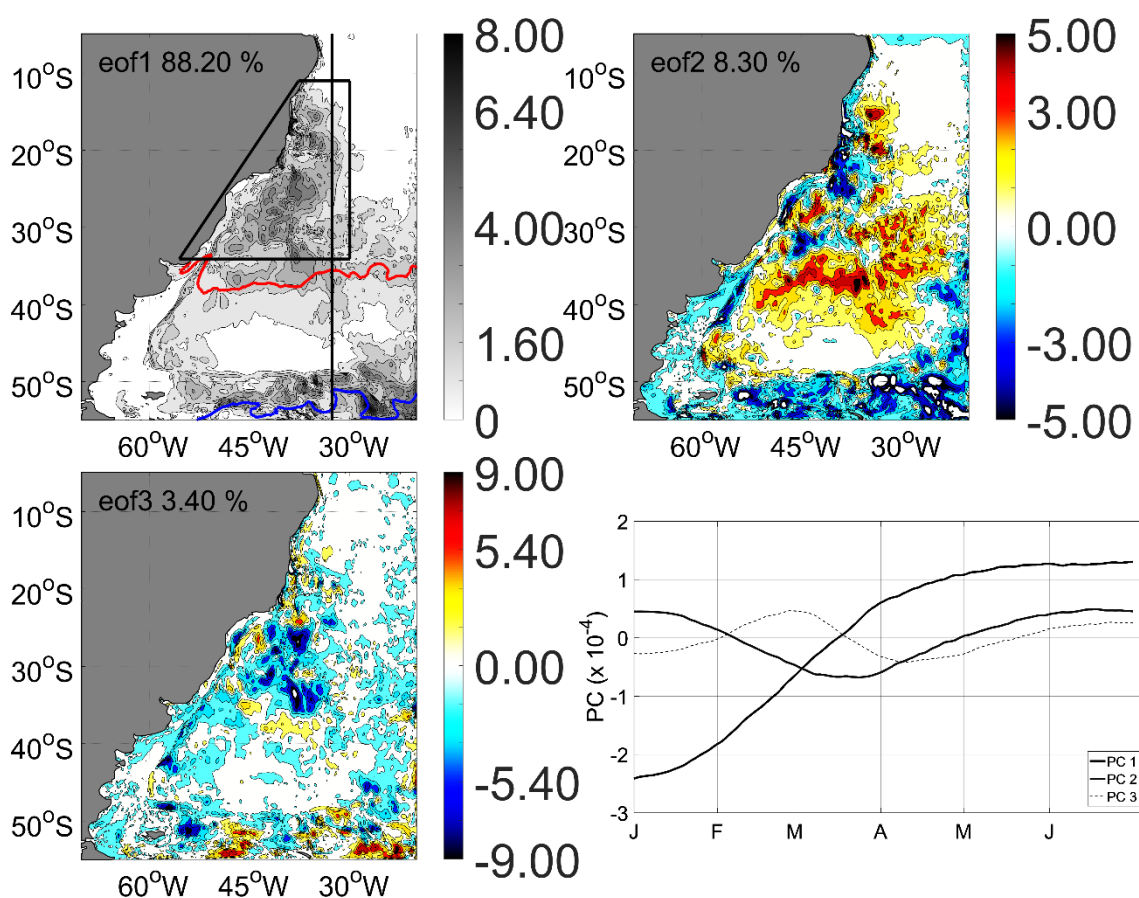
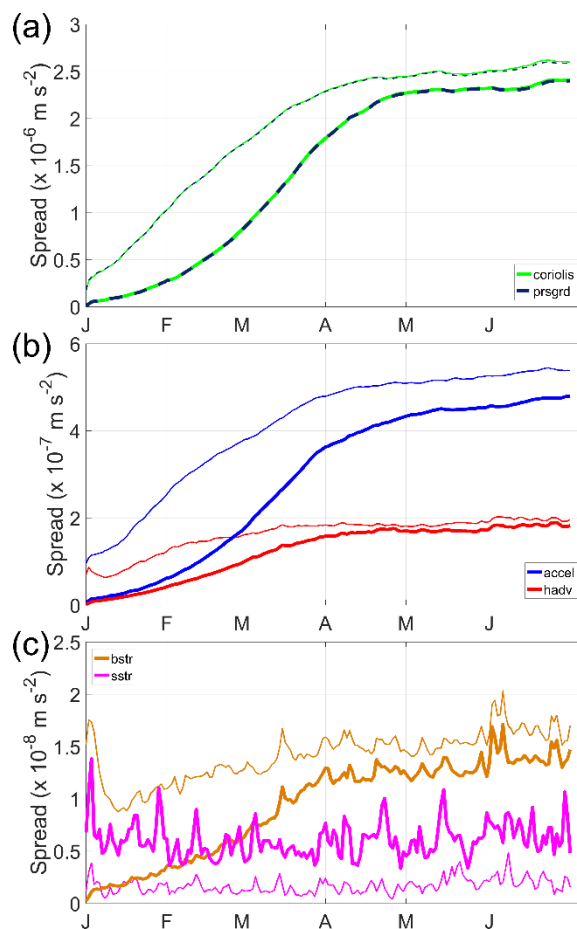


Tabela 4.1 – Porcentagem (%) que cada EOF explica a variância total do espalhamento do conjunto do termo de aceleração da componente-*y* da equação do momentum verticalmente integrada (Equação 3.5). Os resultados são obtidos dos experimentos com perturbações em todas as forçantes atmosféricas e na batimetria.

	Todos forçantes	Batimetria
EOF 1 (%)	88,20	80,20
EOF 2 (%)	8,30	13,40
EOF 3 (%)	3,40	6,20

Neste ponto, a investigação enfoca somente a região abrangida pelo trapézio preto no mapa do EOF1. Nesta região, a Figura 4.8 apresenta as curvas da média espacial do espalhamento estimado a partir do conjunto dos seguintes termos da componente meridional da equação do momentum barotrópica: aceleração $\left(\frac{\partial(D\bar{v})}{\partial t}\right)$, Coriolis $(fD\bar{u})$, gradiente de pressão $\left(D\frac{\partial P}{\partial y}\right)$, advecção horizontal $\left(\frac{\partial(\bar{u}D\bar{v})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}D\bar{v})}{\partial y}\right)$, estresse de superfície (τ_{sy}) e estresse de fundo (τ_{by}) . A exceção da curva do termo do estresse de superfície, as curvas apresentam valores médios do espalhamento do conjunto que seguem o mesmo padrão de evolução da PC1 do espalhamento do termo de aceleração ao longo do tempo. As curvas dos termos de Coriolis e gradiente de pressão se sobrepõem (Figura 4.8a), indicando que estes termos apresentam valores médios próximos no tempo devido à geostrofia. As perturbações batimétricas geram maiores médias do espalhamento e os valores aumentam mais rapidamente durante o tempo, exceto para o termo do estresse de superfície.

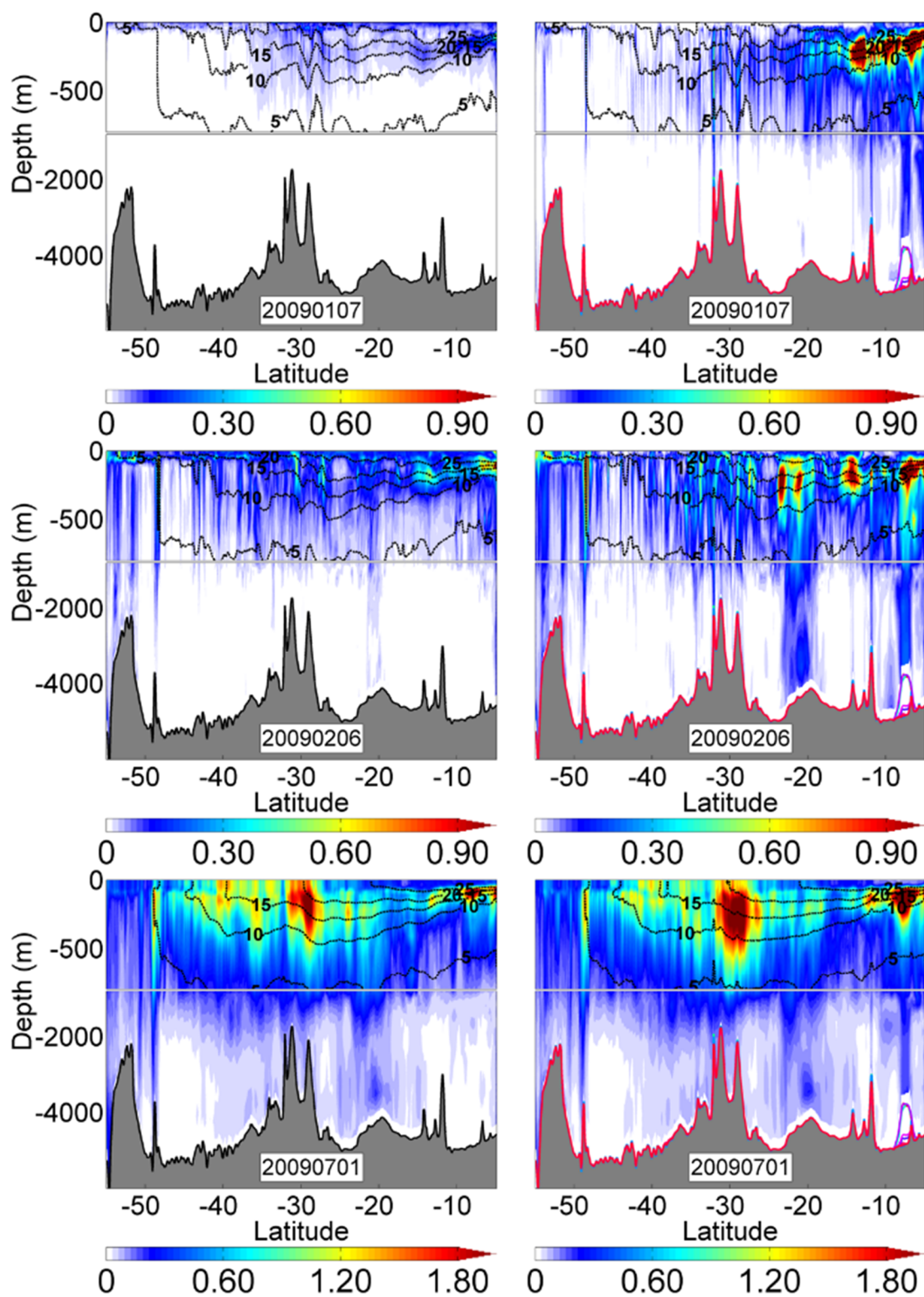
Figure 4.8 – Médias espaciais do espalhamento calculadas para a região demarcada pelo trapézio preto no mapa do EOF1 na Figura 4.7. As curvas finas e espessas correspondem ao espalhamento do conjunto diário respectivamente dos experimentos com perturbações na atmosfera e batimetria. Cada cor corresponde a um termo da componente-y da equação do momentum verticalmente integrada: (a) Coriolis (verde tracejado), (a) gradiente de pressão (azul escuro), (b) aceleração (azul claro), (b) advecção horizontal (vermelho), (c) estresse de fundo (laranja), (c) estresse de superfície (rosa).



Em 33°W, a Figura 4.9 exhibe o espalhamento do conjunto da T na vertical em diferentes datas: 7 de janeiro, 6 de fevereiro e 1 de julho de 2009. Em 7 de janeiro, as perturbações na batimetria produzem valores de espalhamento maiores que 0,9 °C em regiões oceânicas imediatamente acima de montes submarinos, como em torno de 10°S. As perturbações nos forçantes atmosféricos produzem um menor impacto e geram os valores relativamente mais altos somente na superfície do oceano. Apenas em 6 de fevereiro, as perturbações de superfície via atmosfera geram valores de espalhamento

comparáveis aos produzidos pelas perturbações na batimetria, por exemplo, alcançando 0,5 °C em algumas regiões acima de 500 m, ao norte da seção. Entretanto, elas ainda não causam valores de espalhamento superiores a 0,9 °C. Em 1 de julho, ambas as perturbações geram um espalhamento com características similares. Nesta data, após seis meses integração, os maiores valores do espalhamento da T se concentram na região da termoclina oceânica e também na região de alto gradiente de T relacionada à frente oceânica mais quente, localizada entre 35°S e 30°S. No entanto, as perturbações na batimetria ainda produzem um impacto ligeiramente maior.

Figura 4.9 – Espalhamento do conjunto de T (em °C) em 33°W para o experimento com perturbações sobre todos os forçantes (esquerda) e na batimetria (direita) nas datas de 7 de janeiro de 2009 (topo), 6 de fevereiro de 2009 (meio) e 1 de julho de 2009 (fundo).



Os resultados mostrados nas Figuras 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9 originam as seguintes considerações. O espalhamento do conjunto oceânico aumenta mais rapidamente sob perturbações na batimetria. Especificamente, os diagramas Hovmöller's (Figura 4.6) evidenciam este aumento de uma forma mais perceptível nas regiões rasas, como na plataforma continental e talude continental. As perturbações batimétricas também produzem valores mais altos para o espalhamento de cada termo da componente- y da equação do momentum barotrópica e também causam um aumento mais rápido dos valores do espalhamento no tempo (Figura 4.8), exceto para o termo do estresse de superfície. O mapa da EOF1 do espalhamento do termo de aceleração (Figura 4.7) apresenta alguns sinais em regiões dinamicamente complexas, nas quais vórtices, meandros e a atividade de mesoescala em geral são comuns (*e.g.* CB, CBM, frentes oceânicas). Após alguns meses de integração (~6 meses), as diferenças no espalhamento do conjunto são pequenas, independentemente do tipo de perturbação, quando então a dinâmica interna do modelo se torna importante. Neste estágio, os maiores valores do espalhamento oceânico se concentram nas regiões oceânicas de intenso gradiente onde a representação do oceano a partir do modelo numérico incorpora mais incertezas (frentes oceânicas, termoclina), como é observado na Figura 4.9.

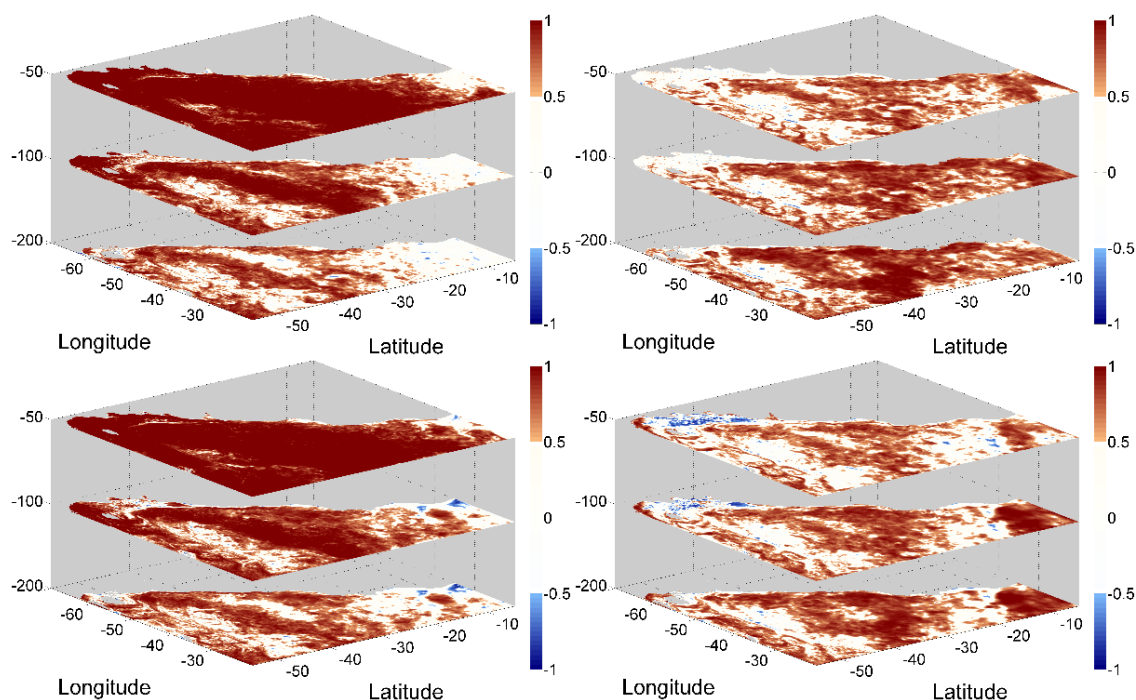
4.3. Investigação das características que dependem do fluxo a partir das covariâncias do conjunto oceânico

Para investigar as covariâncias dos erros existentes no conjunto oceânico e que dependem do fluxo, correlações verticais e horizontais são estimadas entre os campos de superfície e subsuperfície do conjunto oceânico de 28 membros. Esta investigação dá suporte aos experimentos de assimilação de dados. Devido aos erros de amostragem, métodos de assimilação baseados em conjuntos requerem técnicas como a localização da covariância, que limita o impacto da observação até uma certa distância em relação a uma outra

observação ou um ponto de grade do modelo. Desta forma, a finalidade da localização é filtrar os ruídos derivados de covariâncias espúrias.

Na vertical, as correlações dos erros estimadas a partir do conjunto oceânico apresentam um mesmo padrão, seja sob perturbações atmosféricas ou batimétricas. Para ambos os casos, as correlações dos erros da TSM em relação à T de subsuperfície apresentam um padrão no qual os maiores valores estão na região da camada de mistura oceânica (Figura 4.10). Em 50 m, as correlações dos erros alcançam valores próximos a 1 em quase todo o domínio numérico. As correlações diminuem em 100 m, com a principal redução ao norte de 25°S. Não existem grandes diferenças nas correlações devido a origem das perturbações, mas as perturbações na batimetria produzem valores ligeiramente maiores em níveis mais profundos (*e.g.* ao norte de 25°S em 100 m). As correlações dos erros da TSM com a S de subsuperfície produzem um padrão similar (não mostrado), no qual os valores de correlação aumentam em direção a superfície do oceano. Entretanto, regiões que apresentam valores de correlação mais altos são limitadas e existem amplas regiões onde as correlações entre TSM e S são muito baixas.

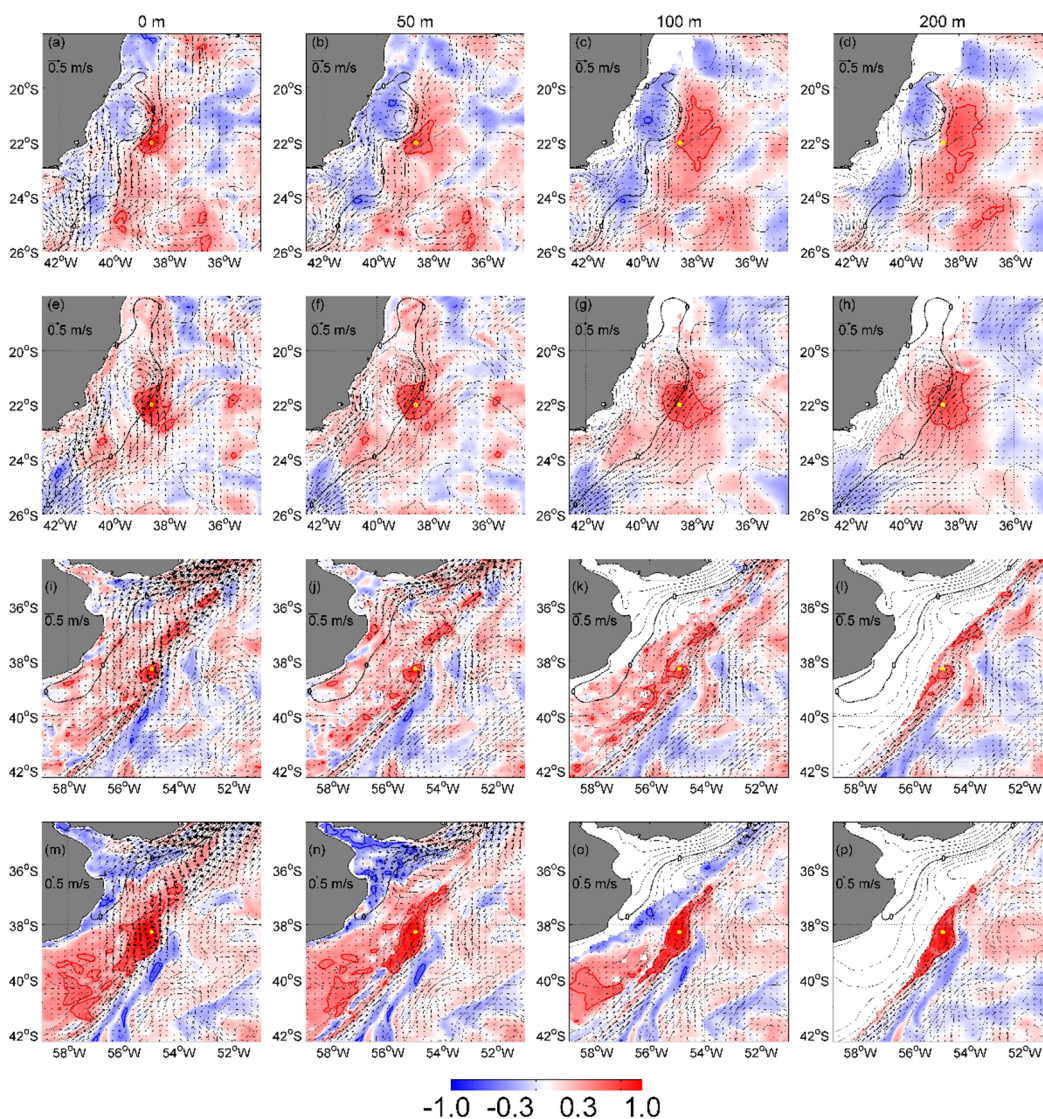
Figura 4.10 – Correlações dos erros estimadas a partir dos conjuntos dos experimentos de perturbações na atmosfera (topo) e batimetria (fundo). Em 1 de julho de 2009, as estatísticas são calculadas verticalmente para a TSM (esquerda) e ζ (direita) em relação à T de 50 m, 100 m e 200 m.



Em contrapartida, as correlações dos erros de ζ com os da T de subsuperfície apresentam um comportamento diferente. Neste caso, não existe uma dependência na profundidade da camada de mistura. Em contrapartida, as correlações dos erros aumentam em direção à termoclina. As correlações dos erros de ζ com S de subsuperfície alcançam valores relativamente maiores em 100 m e 200 m em relação a 50 m (não mostrado), mas os valores são menores em comparação com aqueles obtidos entre ζ e a T de subsuperfície. Uma maior correlação entre ζ e a T e S de subsuperfície tem relação com a presença dos vórtices ciclônicos e anticiclônicos no Hemisfério Sul, que viajam através do ATS transportando águas frias e quentes, respectivamente, nos seus núcleos. Em geral, as perturbações atmosféricas produzem valores ligeiramente maiores de correlações dos erros entre ζ e os campos de subsuperfície.

Em seguida, são escolhidos dois pontos localizados na região da CB e da CM para explicar as correlações dos erros de T, respectivamente, em 38,6°W–22,0°S e 54,9°W–38,3°S (Figura 4.11). Desta forma, as correlações dos erros são calculadas entre a TSM de cada um desses pontos em relação à TSM e a T de subsuperfície dos pontos restantes ao redor do domínio.

Figura 4.11 – Correlações dos erros estimadas em 1 de julho de 2009 entre a TSM dos pontos localizados em 54,9°W–38,3°S e 38,6°W–22,0°S (em amarelo) e a própria TSM ou a T em diferentes profundidades dos pontos de grade restantes ao redor do domínio numérico. As letras (a – d; i – l) e (e – h; m – p) correspondem as correlações estimadas a partir do conjunto dos experimentos que inclui perturbações na atmosfera e batimetria. As linhas vermelha e azul indicam as correlações maiores que 0,5 e menores que 0,5, respectivamente. A linha preta indica ζ e os vetores indicam o campo de velocidade resultante.



Na região da CB (Figuras 4.11a-h), as correlações são maiores que 0,5 em diferentes profundidades, porém ao redor de uma região espacialmente limitada em relação ao ponto analisado. Ambas as perturbações atmosféricas e batimétricas produzem um padrão semelhante nas profundidades mais

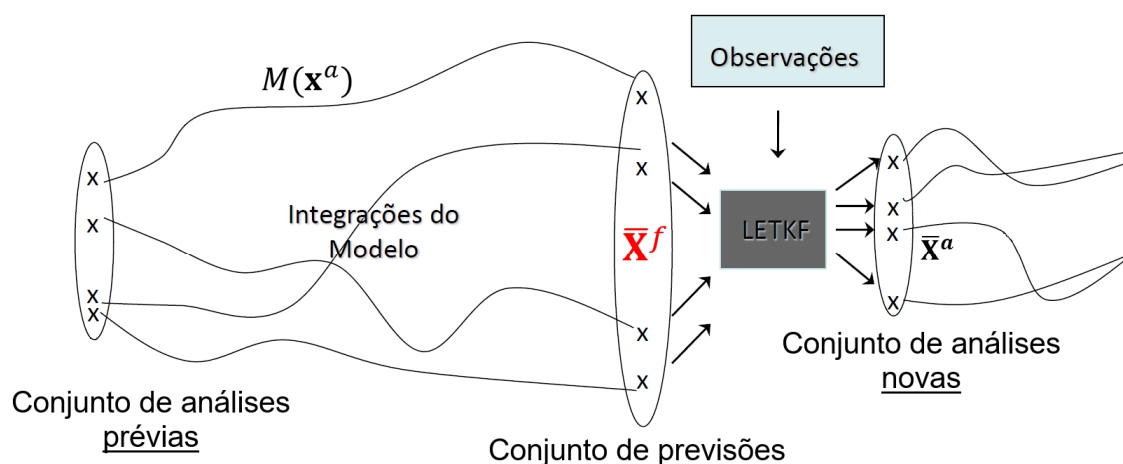
superficiais. Nos níveis mais profundos (e.g. 100 m, 200 m), as perturbações via atmosfera geram valores de correlação mais altos em regiões mais distantes do ponto analisado. Calado et al. (2010) investigaram a geração de meandros e vórtices na CB em 22°S. A ocorrência destes processos pode gerar uma maior complexidade nesta região que implicam na estimativa das correlações dos erros deste ponto, o que pode requerer um conjunto de maior tamanho para resolver adequadamente as covariâncias que dependem do fluxo.

No ponto localizado sobre a CM (Figuras 4.11i-p), as correlações dos erros da TSM mostram padrões que dependem do fluxo da CM. As regiões que apresentam os maiores valores de correlação seguem o fluxo da corrente em direção ao norte. Comparando as perturbações, quando realizadas na batimetria geram valores de correlação elevados em uma ampla região ao redor do ponto estudado. Por outro lado, as perturbações atmosféricas geram correlações altas em uma região espacialmente limitada, mas valores altos são também encontrados ao longo do fluxo da CM em regiões mais distantes ao norte. Além disso, as correlações da TSM com a T de subsuperfície também produzem valores de correlação relativamente altos seguindo o fluxo da corrente em subsuperfície. Este padrão relaciona-se ao fluxo barotrópico que é uma característica da CM (PIOLA et al., 2013), *i.e.*, a corrente flui no mesmo sentido em diferentes níveis de profundidade.

5 EXPERIMENTOS DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS

Este capítulo apresenta os resultados dos experimentos de assimilação de dados. Somente as médias das previsões (\bar{X}^f) são avaliadas e usadas no estudo ao longo do sistema de correntes de contorno oeste. A Figura 5.1 apresenta o esquema de criação dessas médias. As observações são assimiladas com o LETKF para produzir um conjunto de análises oceânicas. Utilizando o modelo oceânico ROMS, cada membro do conjunto de análises é integrado para produzir um conjunto de previsões com média igual a \bar{X}^f . A previsão oceânica propriamente dita utiliza forçantes atmosféricos e condições de contorno laterais provenientes de um modelo de previsão atmosférico e oceânico, respectivamente. Neste estudo, a previsibilidade de 24 h do ROMS é acessada a partir de “previsões” que empregam forçantes atmosféricos e condições de contorno laterais provenientes de reanálises.

Figura 5.1 – Esquema de assimilação de dados com o LETKF. Cada membro do conjunto inicial ou conjunto de análises prévias (\mathbf{x}_{i-1}^a) é integrado $\mathbf{x}_i^f = \mathbf{M}(\mathbf{x}_{i-1}^a)$ para gerar um conjunto de previsões (\mathbf{x}_i^f). \bar{X}^f é a média do conjunto de previsões. Um novo ciclo do LETKF assimila as observações disponíveis para gerar um conjunto de análises. \bar{X}^a é a média do conjunto de análises.



5.1. Avaliação do impacto da assimilação dados

As Figuras 5.2 e 5.3 apresentam valores do RMSD calculados a partir dos resultados do experimento controle e das previsões de T, S, ζ e TSM dos experimentos de assimilação em relação às observações de T e S provenientes dos perfis verticais *in situ* e ζ e TSM de sensoriamento remoto. Estas observações estiveram disponíveis ao redor do ATS e foram assimiladas durante 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010.

Os perfis verticais da Figura 5.2 são preparados a partir das médias temporais do RMSD e exibem uma correção da representação termohalina em todos os níveis verticais com a assimilação de dados. Em relação aos resultados do experimento controle, a assimilação dos perfis T e S mostra-se crucial para a melhoria de T e S nos níveis de subsuperfície e unicamente a assimilação desses perfis *in situ* promove uma redução do RMSD de 0,19 °C e 0,08 na camada de mistura, 1,08 °C e 0,12 respectivamente na termoclina e haloclina, e 0,30 °C e 0,03 no oceano profundo (Tabela 5.1). Mignac et al. (2015) alcançaram uma melhoria de 34% (44%) na representação vertical da T (S), em relação aos valores de RMSD do experimento sem assimilação, utilizando diferentes estratégias para assimilar unicamente perfis T e S do sistema Argo no Oceano Atlântico. Além da assimilação dos perfis TS, a inclusão da assimilação de ζ promove um impacto discreto, havendo uma pequena redução do RMSD da T acima de aproximadamente 303 m, porém um ligeiro aumento do erro abaixo desta profundidade. Em adição, promove um aumento do RMSD da S abaixo de 115 m. Em seguida, as curvas cinza e verde exibem os resultados dos experimentos com assimilação dos perfis TS e TSM, respectivamente, sem e com a localização vertical da TSM. A assimilação da TSM corrige a representação da T na camada superior do oceano. Na região da Austrália, Oke e Schiller (2007) mostraram um impacto da TSM limitado aos primeiros 50-100 m da coluna d'água e notaram uma dependência da latitude relacionada à profundidade da camada de mistura. Na camada de mistura, a Figura 4.10 mostrou os maiores valores de correlação entre a TSM e a T de

subsuperfície. Desta forma, a localização vertical mostra-se crucial, restringindo e promovendo um impacto positivo devido à assimilação da TSM até a base da camada de mistura oceânica. Sem a localização, há uma degradação da representação da T abaixo de 125 m e em todo perfil da S, em comparação com o experimento que assimila apenas perfis. O experimento com assimilação de perfis TS, ζ e TSM (com localização vertical) exhibe resultados bastante positivos e mostra a importância da localização da S na assimilação de TSM. Acima de 366 m e 165 m observa-se uma importante melhoria na representação da T e S, respectivamente. Em contrapartida, abaixo dessas profundidades prevalece um impacto negativo em decorrência da assimilação de ζ . Também sem aplicar a localização vertical de ζ , Xie et al., (2011) apresentaram uma degradação na representação da T de subsuperfície abaixo de 400 m. Desta forma, recomenda-se o uso apropriado da localização vertical de ζ . Entretanto, a localização vertical de ζ não é tão simples como a da TSM e será alvo de investigação ao longo dos experimentos futuros. A Figura 5.2 sugere a aplicação da localização vertical de ζ acima e abaixo da região da termoclina, possibilitando o impacto da assimilação de ζ apenas nas profundidades entre 65 m e 303 m. A assimilação de TSM sem impactar a S promove um impacto positivo na própria S, portanto, o modelo puramente é capaz de estender, até a S, as correções impostas às outras variáveis. A localização da S mostra-se consolidada e será implementada nos experimentos futuros.

Figura 5.2 – Perfis verticais médios do RMSD de T em °C (painel esquerdo) e S (painel direito). O RMSD é computado de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as observações de T e S provenientes dos perfis verticais *in situ* e os resultados do experimento controle (preto) e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).

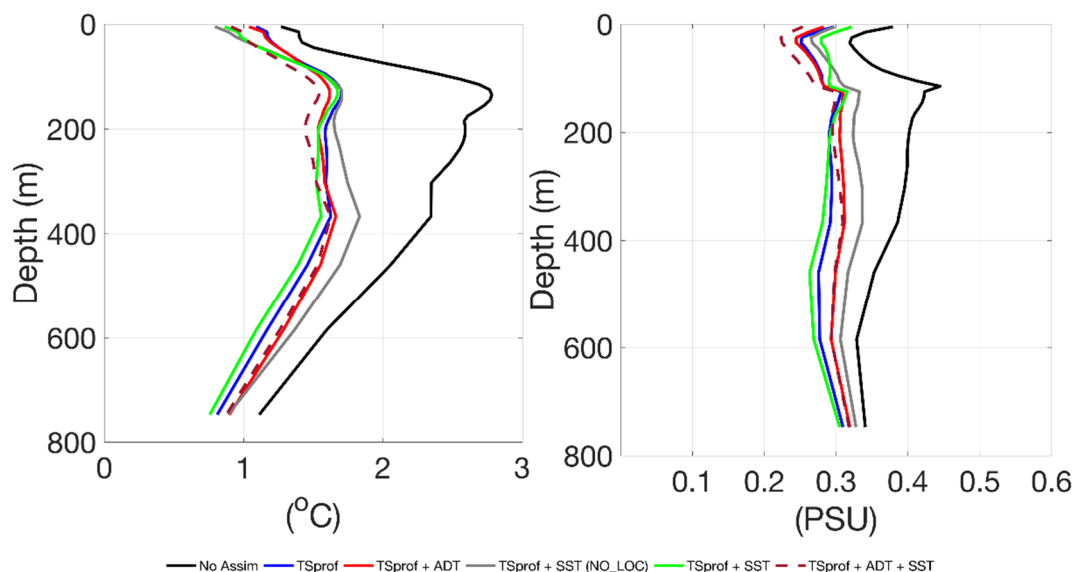


Tabela 5.1 – Valores médios do RMSD da T em °C e S (em negrito) em diferentes profundidades da coluna d'água.

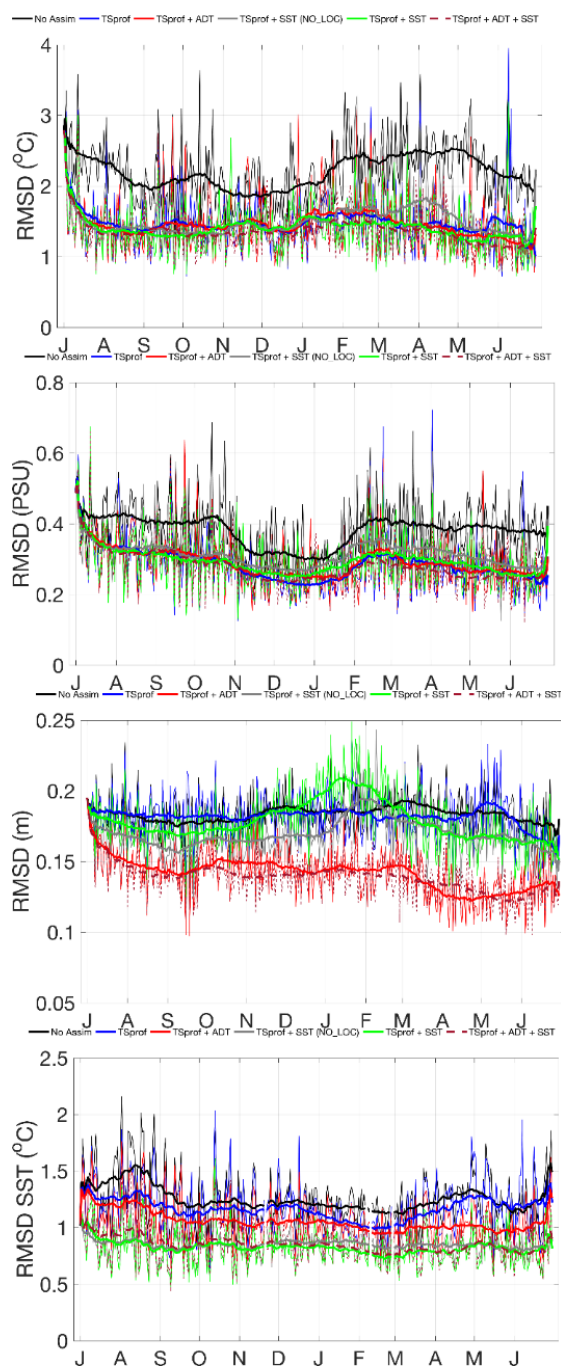
	TS	TS + ζ	TS + TSM (noloc)	TS + TSM (locv)	TS + ζ + TSM	Controle
Camada de mistura (5 m)	1,08 °C 0,30	1,03 °C 0,28	0,79 °C 0,30	0,86 °C 0,32	0,91 °C 0,25	1,27 °C 0,38
Termoclina/haloclina (135 m)	1,70 °C 0,30	1,62 °C 0,31	1,70 °C 0,33	1,67 °C 0,31	1,54 °C 0,29	2,78 °C 0,42
Oceano profundo (747 m)	0,81 °C 0,31	0,90 °C 0,32	0,89 °C 0,33	0,76 °C 0,30	0,88 °C 0,32	1,11 °C 0,34

Além da avaliação vertical de T e S, valores de média espacial do RMSD também são calculados para T, S, ζ e TSM, como mostram as curvas do RMSD no tempo (Figura 5.3). Os experimentos de assimilação mostram uma correção em relação ao experimento controle, mas a assimilação de diferentes bancos de dados promove um impacto diferenciado. Somente a inclusão da

assimilação de perfis T e S possibilita uma correção importante de T e S, alcançando valores em torno de 1,45 °C e 0,28. O RMSD de ζ alcança os menores valores incluindo a assimilação da própria variável ζ , entretanto, a assimilação de TSM produz alguma correção, mesmo na ausência da assimilação de ζ . Com a presença da assimilação de ζ , os valores de RMSD ficam abaixo de 0,15 m, enquanto o experimento controle exibe valores em torno de 0,18 m. O experimento controle exibe os maiores valores do RMSD da TSM ao longo tempo, em torno de 1,25 °C. A assimilação apenas de perfis T e S promove uma ligeira correção em relação ao experimento controle. Além dos perfis T e S, a adição da assimilação da variável ζ contribui para uma maior redução do RMSD. No entanto, alcançam-se menores valores incluindo a assimilação da própria TSM, quando os valores de RMSD ficam em torno de 0,85 °C sem a localização e 0,82°C com a localização vertical e 0,84 no experimento que inclui a assimilação de todos os dados disponíveis.

O espalhamento do conjunto pode ser usado como uma medida da performance do LETKF, *i.e.*, de como o método funciona bem no tempo. Hoffman et al. (2012) encontraram valores do espalhamento similares aos valores do RMSD a partir de experimentos que aplicaram o LETKF na Baía de Chesapeake, EUA e consideraram que o conjunto permaneceu espalhado de forma adequada. Neste estudo, os valores do espalhamento são menores em relação aos do RMSD e serão descritos nos dois parágrafos a seguir.

Figura 5.3 – Curvas do RMSD de T, S, ζ e TSM para o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os RMSDs são calculados a partir dos resultados do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado). As curvas espessas são médias móveis calculadas para as séries temporais do RMSD, com uma janela de 15 dias.



A Figura 5.4 apresenta valores de média espacial do espalhamento estimados diariamente a partir do conjunto de previsões oceânicas dos experimentos. As curvas de T e S indicam que a assimilação de um maior número de dados contribui na redução do espalhamento. Desta forma, os experimentos que assimilam ζ e TSM exibem os menores valores. Com a localização vertical, o impacto da assimilação de TSM se restringe a camada de mistura oceânica, acarretando em valores intermediários do espalhamento de T e S. Há uma notável redução do espalhamento de T e S em meados de outubro de 2009, um padrão que tem associação com dois fatores: (i) aumento do número de perfis T e S assimilados, como mostrou a Figura 3.5, e (ii) redução do espalhamento dos forçantes atmosféricos. Por exemplo, a Figura 5.5 exibe diagramas hovmöller's do espalhamento do vento. Escolheu-se o vento a partir da discussão do tópico 4.1 e partindo da seguinte suposição. Após alguns ciclos de assimilação e estabilização do espalhamento, o conjunto oceânico vai variar e responder a curto-prazo principalmente às perturbações nos campos do vento, pois o vento gerou um impacto que sobrepôs o das outras variáveis atmosféricas. Após dezembro de 2009, os diagramas hovmöller indicam uma redução do espalhamento das componentes da velocidade do vento em 10 m, na região ao sul de 30°S. Portanto, respondendo aos forçantes e ao aumento do número de observações assimiladas, o conjunto oceânico também obtém uma redução no espalhamento de T e S.

Em contrapartida, este padrão não é encontrado nas curvas de espalhamento de ζ e TSM. A assimilação da própria ζ proporciona os menores valores de espalhamento de ζ , embora o experimento sem localização vertical de TSM também gere valores baixos. A localização vertical de TSM produz valores relativamente mais altos, mas também produz um padrão muito peculiar durante os meses de verão, exibindo um aumento do espalhamento até valores comparáveis aos adquiridos pelo experimento de assimilação de apenas perfis T e S. A utilização da profundidade da camada de mistura como localização vertical da TSM pode gerar um impacto bastante superficial nos meses de verão, pois estudos indicam uma profundidade da camada de

mistura mais rasa nesta estação (KARA et al., 2003; de BOYER MONTÉGUT et al., 2004). Isto produz valores de espalhamento de ζ mais altos, o que pode ter relação com a redução da habilidade do modelo na previsão de ζ durante o verão, como foi mostrado um aumento dos valores do RMSD de ζ deste experimento (vide a curva verde da Figura 5.3). No caso da TSM, as curvas do espalhamento alcançam um certo nível, dependendo do número de dados assimilados, e mantêm este nível de forma estável ao longo do tempo.

Figura 5.4 – Curvas do espalhamento ($m = 28$) de T, S, ζ e TSM para o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do espalhamento são calculados a partir do conjunto das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado). Os resultados são interpolados nas posições das observações. As curvas espessas são médias móveis calculadas para as séries temporais do espalhamento, com uma janela de 15 dias.

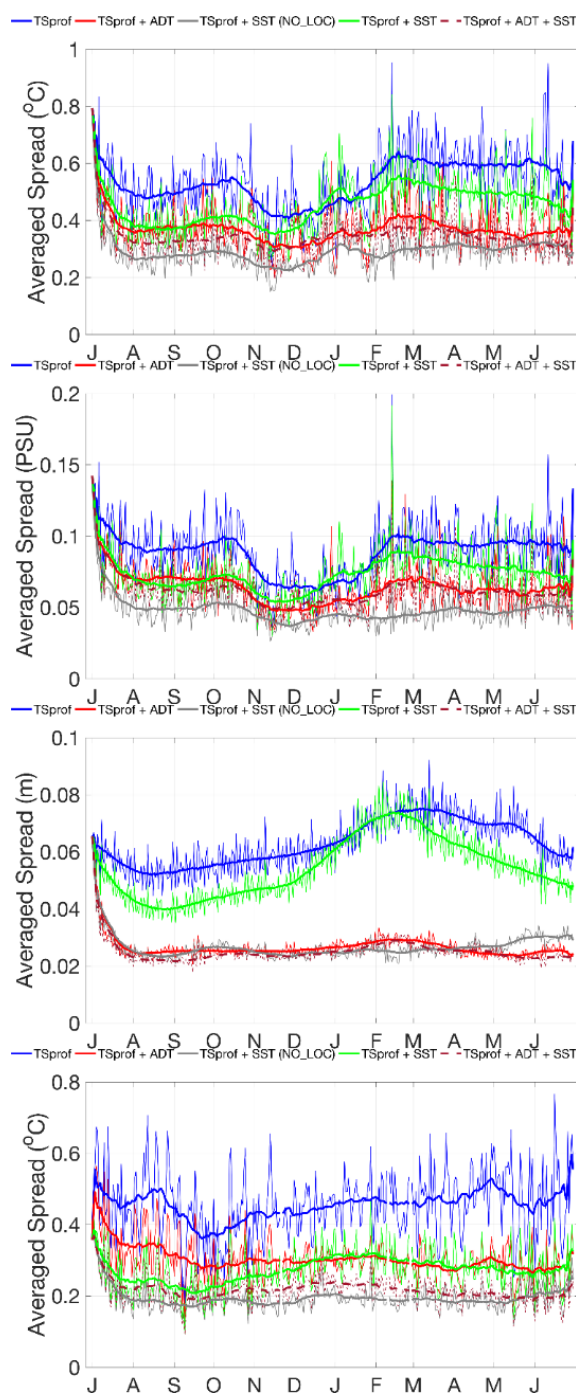
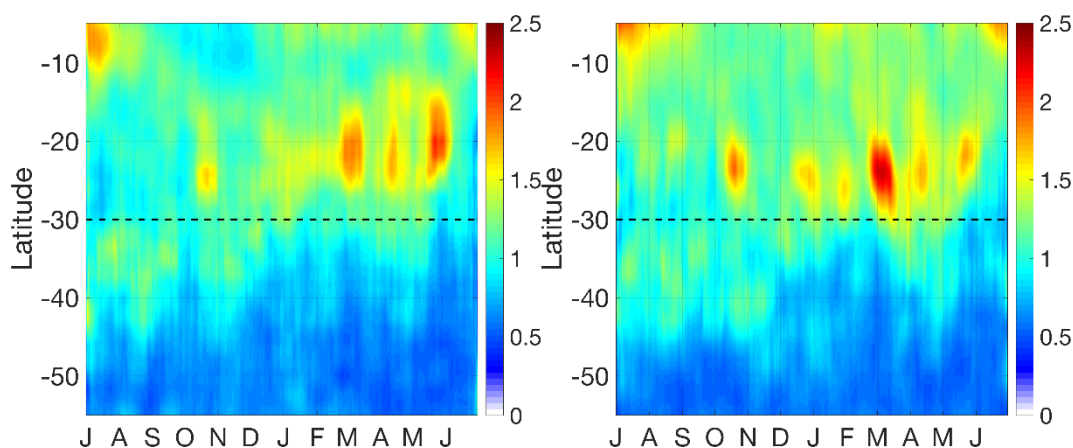


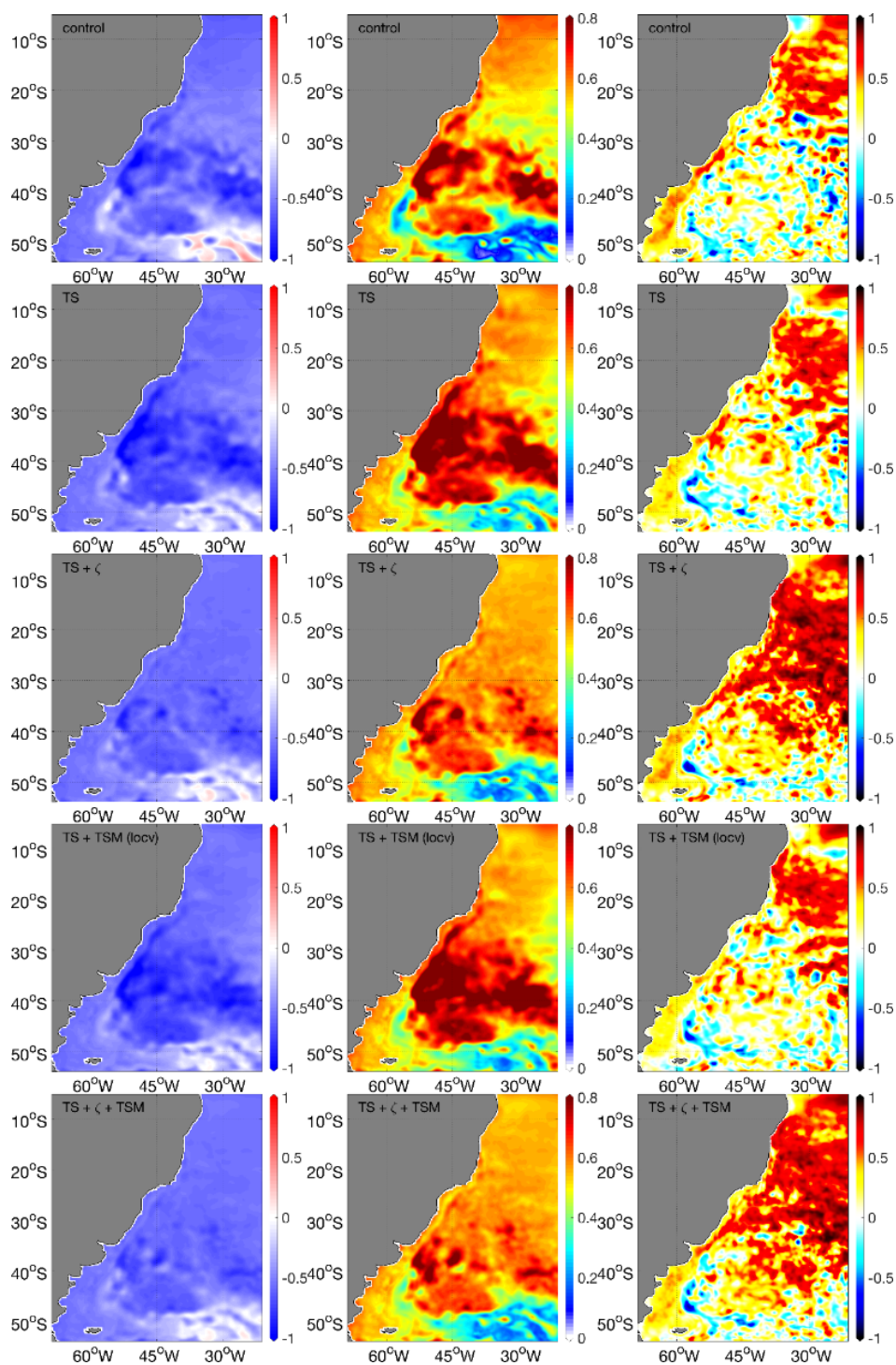
Figura 5.5 – Diagramas Hovmöller's (Time x Latitude) criados a partir do espalhamento ($m = 28$) em 33°W das componentes do vento em 10 m (em $m s^{-1}$) utilizadas como forçantes atmosféricos do conjunto do oceânico: u (painel esquerdo) e v (painel direito).



Para avaliar o impacto da assimilação em diferentes regiões do ATS, a Figura 5.6 exibe os mapas do viés, RMSD e correlação de ζ . Todos os experimentos apresentam um viés negativo quase em todo o domínio numérico. Uma maior atenção deve ser dada as regiões de alta variabilidade de mesoescala ao sul de 30°S, adjacente a CBM e frentes oceânicas (PROVOST; LE TRAON, 1993). Nestas regiões, a assimilação unicamente de perfis T e S aumenta os valores do erro, bastante claro nos mapas do RMSD. Na ausência da assimilação de ζ , os experimentos de assimilação de apenas (i) TS e (ii) TS mais TSM apresentam erros superiores a 0,8 m abaixo de 30°S. A inclusão da assimilação de ζ promove um impacto bastante positivo nesta região, reduzindo o RMSD até valores entre 0,5 e 0,7 m. No ATS como um todo, a assimilação de ζ também proporciona um aumento dos valores da correlação, embora este aumento seja mais discreto ao sul de 30°S. Muito possivelmente, a assimilação de ζ reduz o viés de ζ como um todo ao longo do tempo, porém após a criação do campo de análise, a subsequente previsão realizada pelo ROMS não possui a mesma qualidade ao redor do ATS. Isto evidencia que o modelo tem uma menor habilidade de previsão de curto-prazo nas regiões de alta variabilidade de mesoescala e mais suscetíveis ao crescimento do erro, como naquelas citadas acima. Portanto, alcançando

valores de correlação relativamente mais baixos. Utilizando o método EnOI com o HYCOM, Tanajura et al. (2014) avaliaram a anomalia da altura da superfície do mar, uma variável equivalente a anomalia de ζ . Na região da CBM, eles também encontraram os maiores valores do RMSD entre 0,25 e 0,45 m a partir de um experimento que assimilou T e S do sistema Argo e TSM e anomalia do nível do mar.

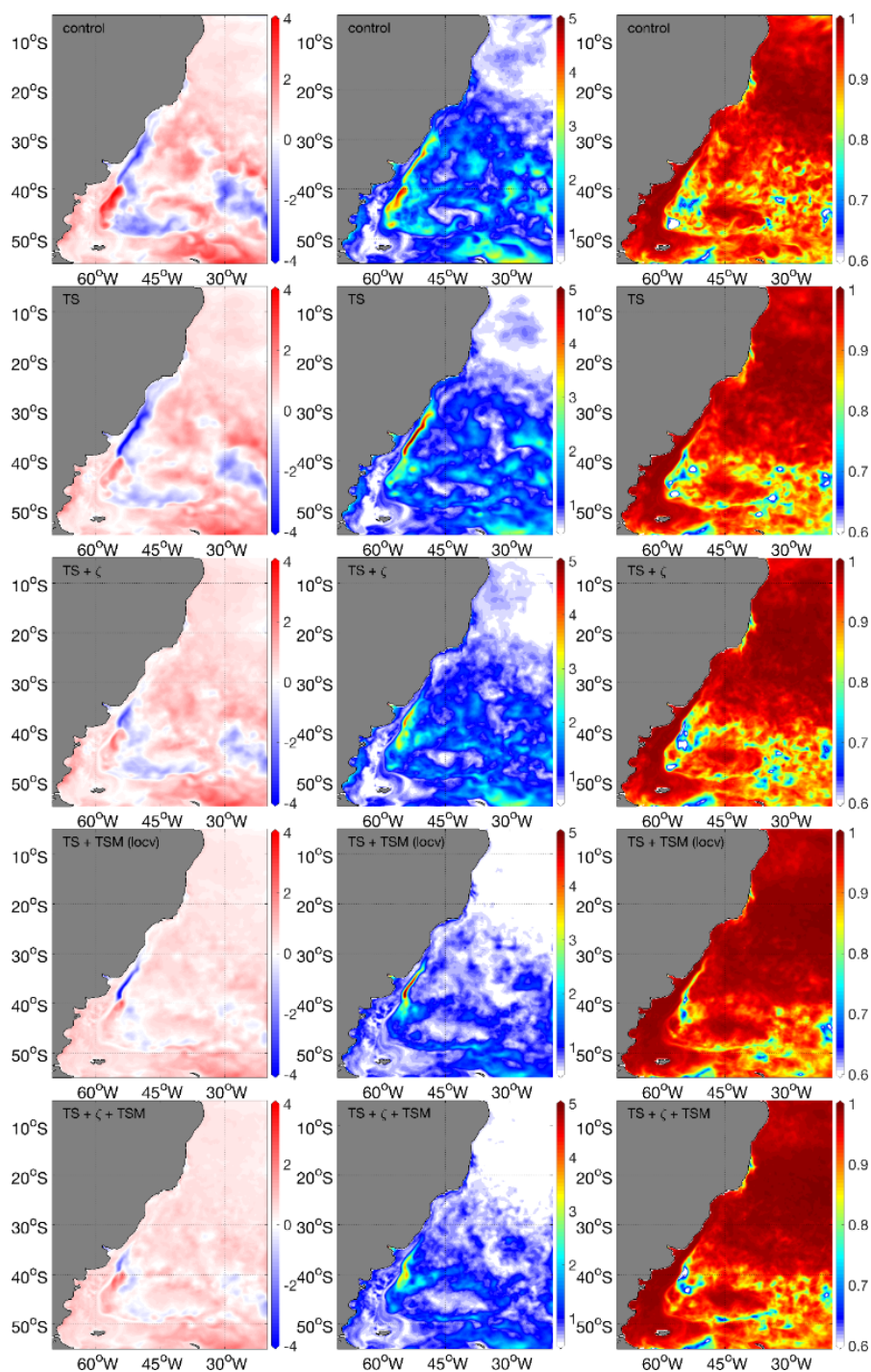
Figura 5.6 – Mapas horizontais do viés (esquerda), RMSD (meio) e correlação (direita) de ζ em m. As estatísticas são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as análises objetivas de ζ na resolução horizontal de $1/3^\circ$ do AVISO e os resultados de ζ do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical.



A Figura 5.7 apresenta os mapas do viés, RMSD e correlação calculados a partir da TSM dos diferentes experimentos em relação às análises objetivas de TSM do OSTIA. Utiliza-se a TSM OSTIA visando uma avaliação independente, ou seja, calculam-se estatísticas a partir de campos de TSM que são preparados incluindo os dados de TSM do AVHRR, que foram assimilados nos experimentos deste estudo, mas também dados de TSM de outras fontes que não foram assimilados. O experimento controle apresenta os maiores valores do RMSD, com valores acima de 2 °C na maior parte da região ATS. Seus resultados também colocam a CB mais fria e a CM mais quente em torno da CBM, com valores de viés abaixo de -2 °C e acima de 2 °C, respectivamente. Este viés alto tem relação com a posição da CBM. O experimento controle coloca a CBM em latitudes mais ao norte em relação ao posicionamento médio reportado na literatura, próximo de 38°S (MATANO, 1993), com a CM fluindo até latitudes mais ao norte. Apenas incluindo a assimilação de perfis TS, há uma redução do viés e do RMSD da TSM em alguns locais ao redor do ATS. Por exemplo, há uma redução do RMSD a valores menores que 0,2 °C em regiões no norte do domínio. Também há uma redução dos erros sobre a CM e em regiões adjacentes. Ao contrário, há um aumento sobre a CB. A assimilação de perfis TS e ζ corrige a TSM na região oceânica adjacente a costa e ao longo da CB, aonde o mapa do viés exibe valores bem próximos a 0. Também há uma correção da TSM em torno das frentes oceânicas, como uma redução do viés negativo na região ao leste de 30°W. Como era esperado, o experimento de assimilação de perfis TS e TSM produz correções importantes, reduzindo os valores do viés e RMSD da TSM em muitas regiões. Os valores são próximos a 0 em diversas regiões ao redor do ATS. Entretanto, a inclusão da assimilação de TSM não promove completamente a redução do erro na região da CBM, apresentando um viés negativo acima de -2 °C numa estreita região sobre a CB, entre as latitudes de 30°S e 40°S. A assimilação de perfis TS, ζ e TSM produz a melhor representação da TSM na região ATS. O viés é positivo ao longo do domínio, com valores abaixo de ~0,5 °C. A inclusão da assimilação conjunta de ζ e TSM

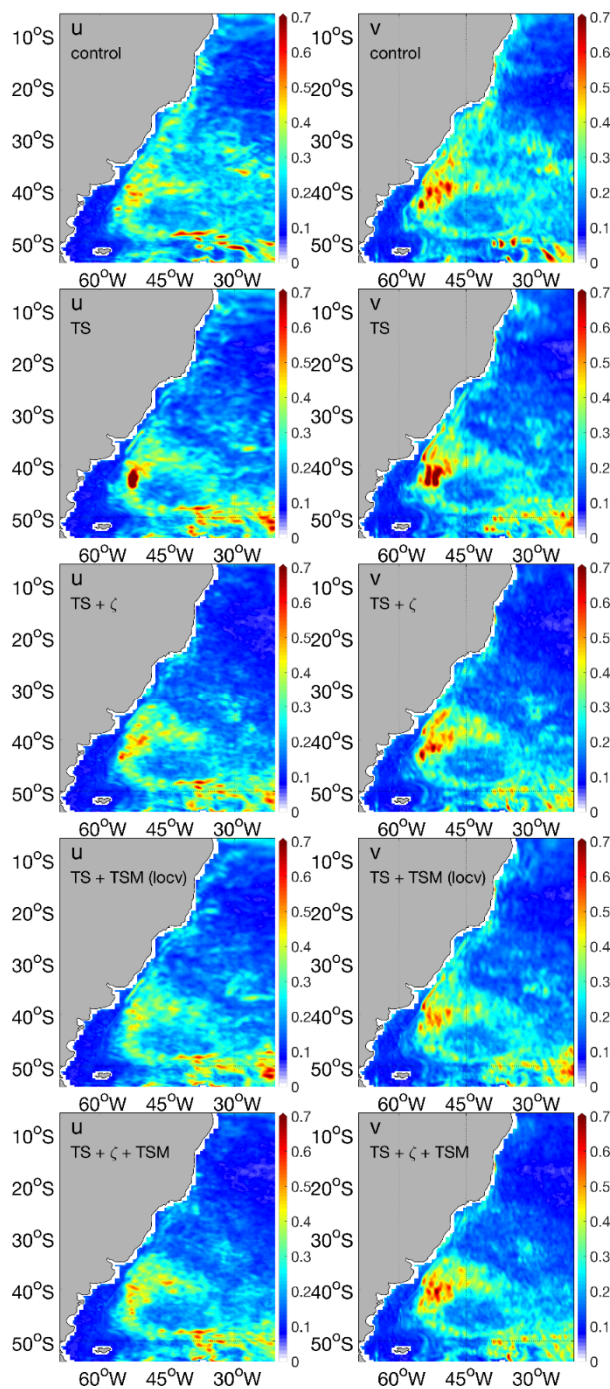
é responsável pela maior redução do erro na região da CBM. Nesta região, Tanajura et al. (2014) encontraram valores acima de 7°C e em torno de 3-4 °C ao longo de experimentos sem assimilação e com assimilação de dados T e S do sistema Argo e TSM e anomalia do nível do mar, respectivamente. Em geral, todos os experimentos apresentam valores de correlação elevados, acima de 0,6, embora o experimento controle exiba valores ligeiramente mais baixos. A presença da assimilação de TSM promove o aumento da correlação, como nas regiões da CBM e das frentes oceânicas ao sul de 35°S.

Figura 5.7 – Mapas horizontais do viés (esquerda), RMSD (meio) e correlação (direita) da TSM em °C. As estatísticas são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as análises objetivas da TSM na resolução horizontal de 1/20° do OSTIA e os resultados da TSM do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical.



Em seguida, a Figura 5.8 exibe os mapas do RMSD das componentes de velocidade u e v . Na extensão da CB, os valores do RMSD do experimento controle variam entre 0,25 e 0,45 m s^{-1} . Em relação ao experimento controle, a assimilação somente de perfis T e S apresenta alguma correção na região da CB e promove a redução do RMSD até valores menores que 0,25 m s^{-1} , mostrando a importância da assimilação dos perfis *in situ* na representação das correntes de contorno oeste. Turpin et al. (2016) encontraram erros elevados na representação das correntes de contorno oeste quando os dados de T e S do Argo não foram assimilados. Entretanto, a assimilação apenas dos perfis *in situ* aumenta o RMSD na região da CBM, principalmente, na região a oeste de 45°W e entre 45°S e 40°S. Nesta região e adjacências, a inclusão da assimilação de ζ promove uma importante correção, coincidindo com a região de correção de ζ (vide a Figura 5.6). Como já foi discutido nos parágrafos anteriores, esta região apresenta uma alta variabilidade de mesoescala e a assimilação de dados altimétricos é crucial. Hurlburt et al. (2008) apresentaram resultados que mostraram a importância dos satélites com altímetros para mapear e prever as características oceânicas de mesoescala. Em seguida, a assimilação dos perfis T e S mais a TSM ligeiramente aumenta os valores do RMSD sobre a CB em relação ao experimento que assimila unicamente perfis T e S. No entanto, promove uma pequena correção na região da CBM, de forma mais clara na componente u , apresentando os melhores resultados nesta região. É possível afirmar que a alta quantidade de dados de TSM é importante na representação da variabilidade de mesoescala dessa região. Souza et al. (2006) e Barré et al. (2006) utilizaram observações de alta resolução de TSM proveniente de sensoriamento remoto para estudos dos processos de mesoescala e submesoescala na região da CBM.

Figura 5.8 – Mapas horizontais do RMSD em m s^{-1} das médias verticais, calculadas para os primeiros 30 m, das componentes horizontais da velocidade u (esquerda) e v (direita). As estatísticas são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 entre as análises objetivas de u e v na resolução horizontal de $1/3^\circ$ do OSCAR e os resultados de u e v do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical.

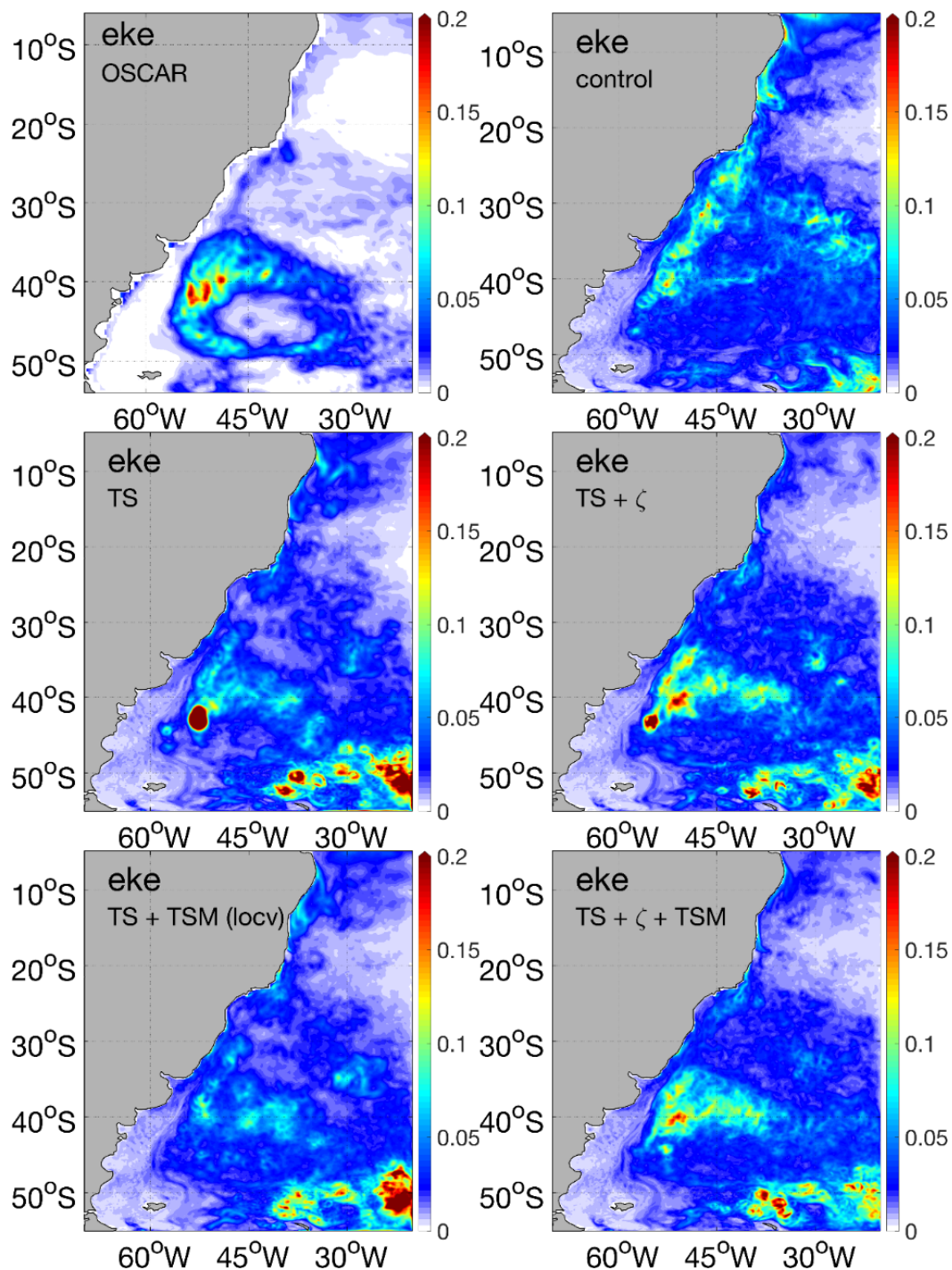


5.2. Representação do sistema de correntes de contorno na região atlântico sudoeste

Geralmente, os sistemas de correntes de contorno oeste apresentam uma alta atividade de mesoescala, muito decorrente dos vórtices e meandros relacionados ao fluxo das correntes. Na Figura 5.9, um estudo da variabilidade de mesoescala é conduzido através da avaliação qualitativa da energia cinética turbulenta (ECT). Como referência, é usado o campo médio da ECT gerado a partir das componentes u e v de velocidade do OSCAR ($ECT = \frac{1}{2}[(u - \bar{u})^2 + (v - \bar{v})^2]$). Este campo exibe valores em torno de $0,050 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CB e $0,050\text{-}0,075 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CM. No entanto, os maiores valores estão presentes sobre a CBM, acima de $0,175 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Por efeito de comparação, também são usados valores da literatura. Por exemplo, Provost e Le Traon (1993) estimaram valores de $0,080 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, $0,015 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e $0,170 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ a partir de dados altimétricos nas regiões da CB, CM e CBM respectivamente. Stammer et al. (2006) encontraram valores em torno de $0,056 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CB, $0,010\text{-}0,032$ sobre a CM e $0,056\text{-}0,100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CBM. O campo médio do experimento sem assimilação mostra valores que variam entre $0,050$ e $0,1250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ao longo de quase toda extensão da quebra da plataforma, porém apresentando um padrão bastante diferente do OSCAR. Decrescendo em latitude, este padrão não permite distinguir as regiões da CB, CBM e CM. A assimilação somente de perfis T e S provoca uma redução dos valores da ECT sobre a CB e CM, porém gera valores acima de $0,200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em torno da CBM, entre 45°S e 40°S . Os resultados são positivos incluindo a assimilação de ζ e é possível identificar um campo com um padrão muito semelhante ao do OSCAR, embora ainda permaneça uma tendência de superestimação dos valores da ECT e não seja possível distinguir um limite de separação da CB com regiões adjacentes mais distantes da plataforma continental. Esta separação pode ser identificada no campo médio proveniente do experimento de assimilação de perfis TS e TSM, o qual apresenta valores em torno de $0,075 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CB e menores valores *offshore*. A assimilação de todos os tipos de dados (TS, ζ , TSM) exibe

os melhores resultados. Neste caso, o campo da ECT engloba características principalmente decorrentes da assimilação de ζ , ressaltando a importância da assimilação de ζ para a representação da mesoescala oceânica. Os valores da ECT superestimam, mas produzem um padrão qualitativamente semelhante ao do OSCAR, possibilitando a distinção entre as regiões da CB, CBM e CM. Esse padrão não homogêneo também foi evidenciado por Provost e Le Traon (1993). Os resultados mostram valores em torno de $0,050-0,075 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CB, abaixo de $0,050 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CM e entre $0,075$ e $0,200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a CBM. Portanto, os valores também são mais próximos aos encontrados nos trabalhos mencionados acima para comparação.

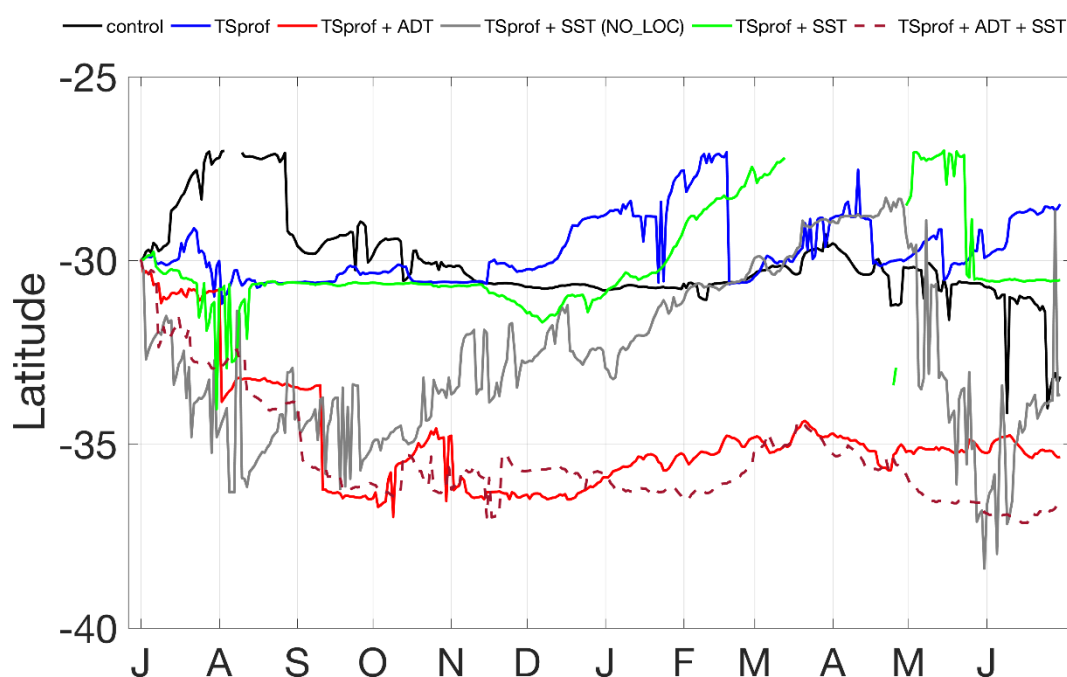
Figura 5.9 – Mapas horizontais da ECT em $m^2 s^{-2}$ produzidos a partir das componentes horizontais da velocidade u e v . As médias são calculadas de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010 a partir das análises objetivas de u e v na resolução horizontal de $1/3^\circ$ do OSCAR e os resultados de u e v do experimento controle e das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS, perfis TS e ζ , perfis TS e TSM sem localização vertical, perfis TS e TSM com localização vertical e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical.



Diversos estudos têm investigado a posição da CBM a partir de observações (GARZOLI; GARRAFFO, 1989; GONI; WAINER, 2001) e MCGOs (MATANO, 1993; MATANO et al., 1993; SMITH et al., 1994; COMBES; MATANO, 2014). Neste estudo, a posição da CBM é definida utilizando o critério de Garzoli e Bianchi (1987), o qual define a latitude da CBM na região onde a isóbata de 1000 m intercepta a isoterma de 10 °C na profundidade de 200 m (Figura 5.10). Esse critério também foi usado por Combes e Matano (2014) em simulações com o ROMS no ATS. O experimento controle apresenta a CBM relativamente mais ao norte, alcançando posições ao norte de 30°S durante julho e outubro de 2009 e ligeiramente ao sul de 30°S no restante da integração. A assimilação unicamente de perfis T e S mantém a posição da CBM ao norte e em posições em torno de 30°S. Nos primeiros meses, a inclusão da assimilação da TSM sem localização vertical promove um descolamento da CBM para o sul até latitudes em torno de 35°S, porém ocorre uma deriva para norte a partir de outubro de 2009 e novamente um retorno para posições mais ao sul em maio de 2010. Incluindo a localização vertical da TSM, não há uma mudança significativa em relação ao experimento que assimila apenas perfis T e S. Um maior impacto deve-se a inclusão da assimilação de ζ , promovendo o deslocamento da CBM para latitudes mais ao sul entre 35°S e 37,5°S. Esta posição indica uma correção importante, pois se aproxima da posição média da CBM, 38°S (MATANO, 1993; SARACENO et al., 2004). Os resultados seriam mais positivos se as configurações do ROMS gerassem uma localização da CBM mais acurada a partir dos resultados puramente do modelo. Com as configurações atuais, a correção promovida pela assimilação de dados pode ser degradada na etapa da previsão. Sem a assimilação de dados e utilizando apenas resultados do ROMS, Combes e Matano (2014) localizaram a CBM mais ao sul da posição média e recomendaram ajustes no parâmetro da tensão de fundo do modelo oceânico, como uma alternativa de controle do transporte da CCA e conseqüentemente do fluxo para o norte da CM. Smith et al. (1994) mostraram a importância da topografia no controle do momentum da CCA através da Passagem de Drake e

alcançaram valores de transporte de 309 Sv e 67 Sv em experimentos numéricos empregando uma (i) batimetria plana com uma fórmula *bulk* para estimar o arrasto de fundo e (ii) batimetria real, respectivamente.

Figura 5.10 – Curvas que indicam a posição da CBM durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. A latitude da CBM é definida utilizando o critério de Garzoli e Bianchi (1987) a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).



Baseando-se em Matano (1993) e Matano et al. (1993), estudos que indicaram a importância do balanço da CB e CM na localização da CBM, a seguir são apresentados resultados dos transportes da CB e CM. Busca-se verificar o impacto da assimilação de dados na representação dessas correntes e na posição da CBM.

Ao longo da CB, as avaliações da velocidade meridional e do transporte são conduzidas em duas seções verticais nas latitudes de 22°S e 30°S; as posições das seções verticais estão na Figura 3.1. Em 22°S, todos os experimentos representam os fluxos da CB para o sul (negativo) e da CCI para

o norte (positivo) (Figura 5.11), mas com algumas diferenças. Estas diferenças são mais visíveis entre 400 m e 1200 m e a oeste de 39°W, na região da CCI. Nesta região, o experimento controle exibe os menores valores do fluxo para o norte, em torno de 0,24 m s⁻¹. Enquanto a assimilação apenas de perfis TS apresenta valores acima de 0,50 m s⁻¹. O experimento de assimilação de perfis TS, ζ e TSM apresenta um máximo de ~0,43 m s⁻¹ no núcleo da CCI. Em geral, os experimentos com assimilação superestimam o fluxo médio de 0,3 m s⁻¹ encontrado por Lima e Tanajura (2013) a partir de previsões de 24 h de um experimento que incluiu a assimilação de dados altimétricos, porém utilizando um método simples, a interpolação ótima. Em relação ao transporte em Sverdrup (1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹), os resultados da CCI podem ser separados em dois períodos descritos a seguir (Figura 5.12). De agosto a dezembro de 2009, o experimento controle apresenta os menores valores de transporte em comparação com os experimentos de assimilação. Por exemplo, o transporte estimado a partir dos resultados do controle alcança valores mínimos de ~1 Sv em outubro de 2009. Entretanto, os valores são comparáveis aos obtidos a partir dos experimentos de assimilação após dezembro de 2009. Nos resultados de transporte médio da CCI em 22°S, o transporte estimado dos resultados do experimento controle é 3,55 ± 1,75 Sv e do experimento com assimilação de perfis TS, ζ e TSM é 5,12 ± 1,58 Sv. Desta forma, o experimento com assimilação superestima os valores calculados por Silveira et al. (2004) a partir de dados do experimento Transporte da Corrente do Brasil (TRANSCOBRA) e por Boebel et al. (1999) utilizando dados de flutuadores, respectivamente, 3,6 ± 0,8 Sv e 4 ± 2 Sv. Para a CB em níveis superficiais, os valores do transporte são calculados a oeste de 39,3°W e acima de 300 m (Figura 5.12). O experimento controle apresenta uma curva do transporte da CB com um padrão semelhante à da CCI. No entanto, os valores de transporte da CB (CCI) diminuem (aumentam) ao longo do tempo. Na CB, os valores de transporte do controle são acima de 15 Sv e superam os valores dos experimentos de assimilação de dados de agosto a dezembro de 2009. Em seguida, os valores são abaixo de 5 Sv e comparáveis com os resultados

obtidos a partir dos experimentos de assimilação de janeiro a junho de 2010. Na CB, Silveira et al. (2004) estimaram um transporte de $5,6 \pm 1,4$ Sv, enquanto os experimentos controle e com assimilação de TS, ζ e TSM representam um transporte médio de, respectivamente, $8,90 \pm 7,65$ Sv e $5,50 \pm 2,93$ Sv.

Figura 5.11 – Perfis verticais do campo médio de velocidade meridional na seção zonal de 22°S produzidos a partir dos experimentos controle e com assimilação. Valores de velocidade positivos (negativos) indicam sentido para norte (sul).

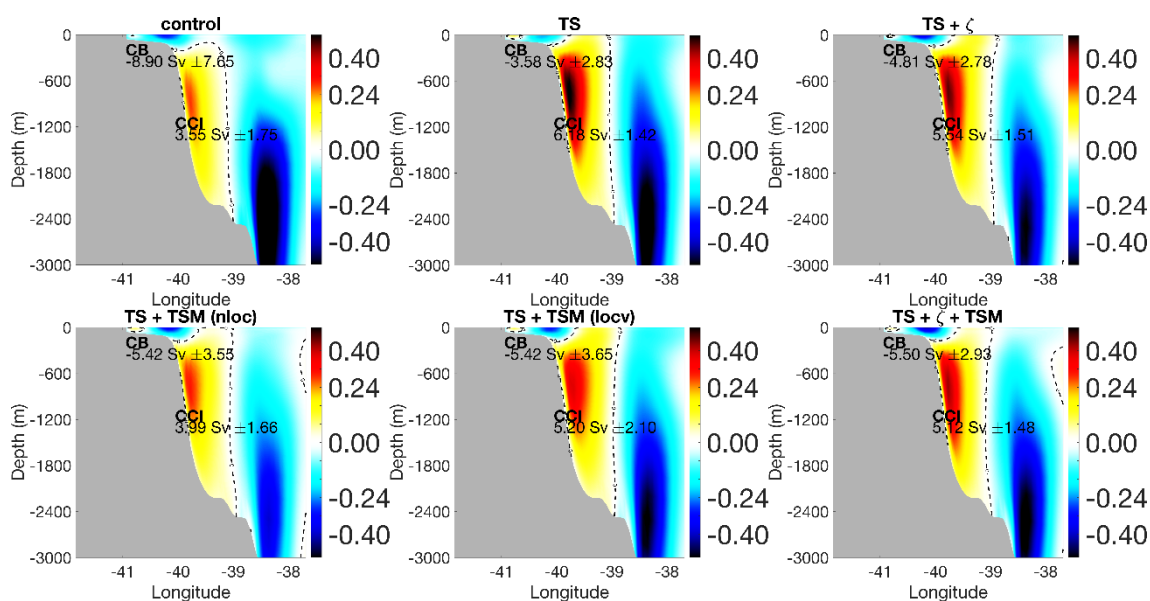
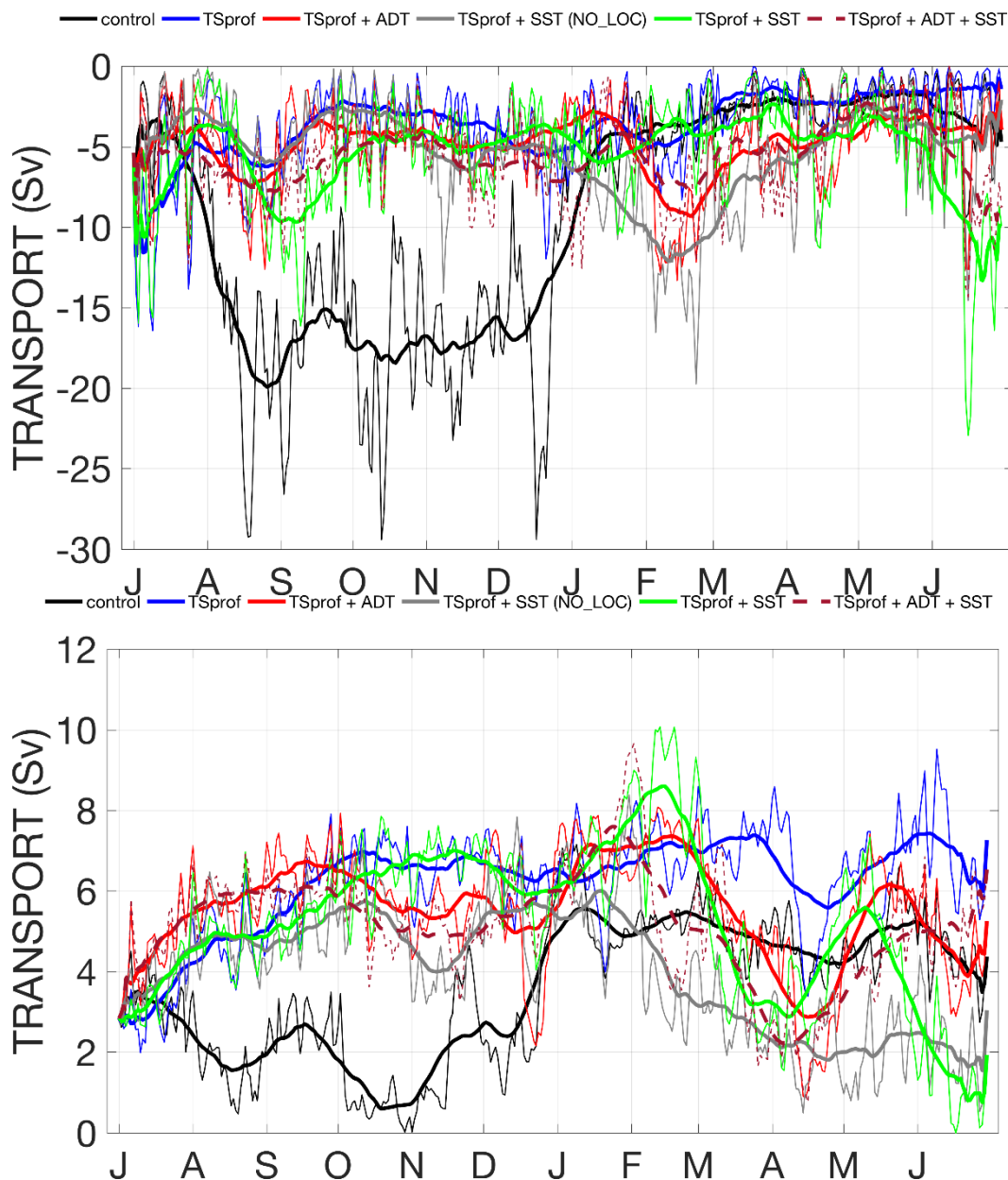


Figura 5.12 – Curvas do transporte (em Sv; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) estimado para a CB (painel superior) e CCI (painel inferior) em 22°S durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do transporte são calculados a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).



Em 30°S , Pereira et al. (2014) encontraram valores médios negativos (positivos) indicando um fluxo para o sul (norte) da CB em superfície (CCI em

subsuperfície) a partir de resultados da reanálise SODA e de modelos numéricos com resolução horizontal de $1/12^\circ$, *eddy-resolving*. Na Figura 5.13, apenas os experimentos com assimilação apresentam este padrão. O experimento controle apresenta um padrão diferente e representa a CB como um fluxo contínuo para o sul, que se estende da superfície ao fundo, sobre a região da quebra da plataforma continental e não representa um fluxo para o norte em subsuperfície associado à CCI. Em geral, os experimentos subestimam o fluxo para o sul da CB de $0,47 \pm 0,18 \text{ m s}^{-1}$, que foi reportado por Oliveira et al. (2009). Em relação aos experimentos com assimilação, os resultados de velocidade indicam uma restrição do fluxo da CB às águas superficiais e exibem a CCI fluindo para o norte com valores em torno de $0,10 \text{ m s}^{-1}$. Entretanto, cada experimento de assimilação representa a CB e a CCI de forma diferente. Por exemplo, o experimento que assimila somente perfis TS apresenta um fluxo médio em direção ao norte da CCI que alcança a superfície do oceano entre 46°W e 48°W . Enquanto a inclusão da assimilação de ζ ou da TSM (com localização vertical) restringe este fluxo e coloca os valores positivos de velocidade apenas em profundidades de subsuperfície.

Como foi visto na Figura 5.12, a CB ocupa níveis mais superficiais em 22°S , no entanto, esta corrente se desenvolve e ocupa profundidades mais elevadas em 30°S . Desta forma, o transporte da CB é calculado a oeste de 46°W e entre 0 e 657 m em 30°S (Figura 5.14). Os experimentos de assimilação tendem a reduzir os valores de transporte da CB no tempo. Após março de 2010, o experimento controle exibe valores de transporte acima de 40 Sv, enquanto os experimentos de assimilação exibem valores abaixo de 35 Sv. Em média, os experimentos controle e com assimilação de TS, ζ e TSM exibem respectivamente um transporte de $34,01 \pm 11,87 \text{ Sv}$ e $17,07 \pm 7,80 \text{ Sv}$. Desta forma, este experimento de assimilação gera um transporte mais próximo a $16,2 \pm 9,4 \text{ Sv}$, obtido por Müller et al. (1998) entre 0 e 744 m em 28°S . Em 30°S , Schmid e Majumder (2017) apresentaram um transporte um pouco abaixo de 15 Sv a partir de resultados do HYCOM com assimilação de dados e em torno de 7,5 Sv utilizando dados observados de nível do mar e

Argo. Em águas intermediárias, estudos pretéritos situam a bifurcação da CSE em 26°S (STRAMMA; ENGLAND, 1999), 26°S-28°S (WIENDERS et al., 2000), 28°S (BOEBEL et al., 1999). A curva do transporte da CCI do experimento controle apresenta valores de 0 Sv, em alguns intervalos de tempo ao longo da integração. Isto significa que este experimento estabelece a bifurcação da CSE em águas intermediárias em latitudes mais ao norte de 30°S, resultando na falta de um fluxo da CCI para o norte nesta latitude. Em média, o experimento controle apresenta um transporte igual $0,63 \pm 0,73$ Sv. Enquanto o experimento com assimilação de ζ , TS e TSM gera um transporte médio de $1,42 \pm 1,17$ Sv.

Figura 5.13 – Perfis verticais do campo médio de velocidade meridional na seção zonal de 30°S produzidos a partir dos experimentos controle e com assimilação. Valores de velocidade positivos (negativos) indicam sentido para norte (sul).

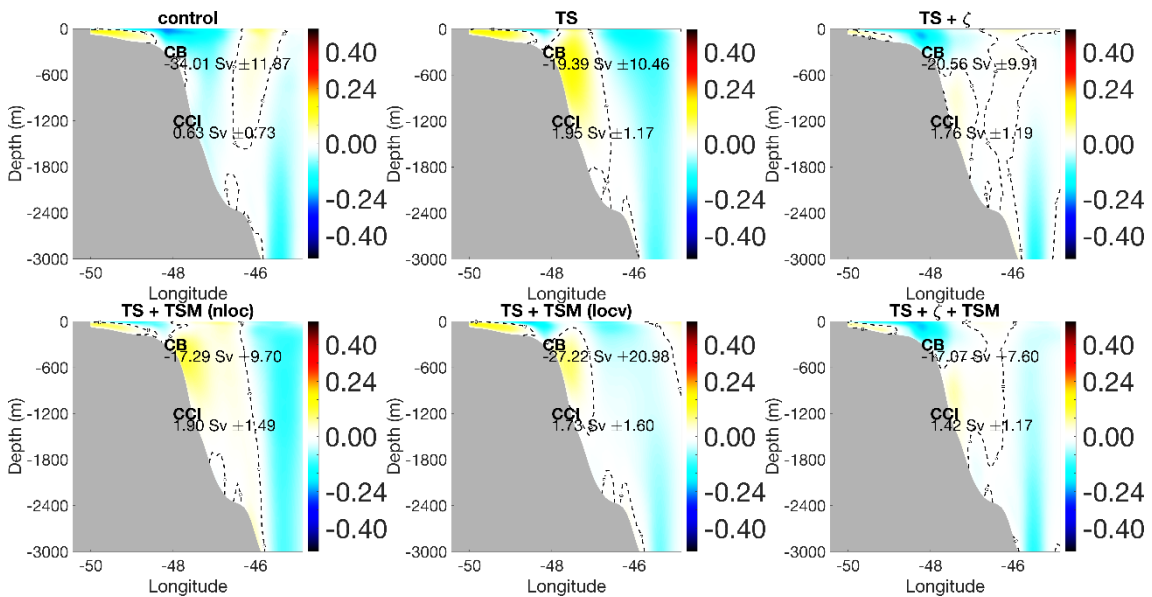
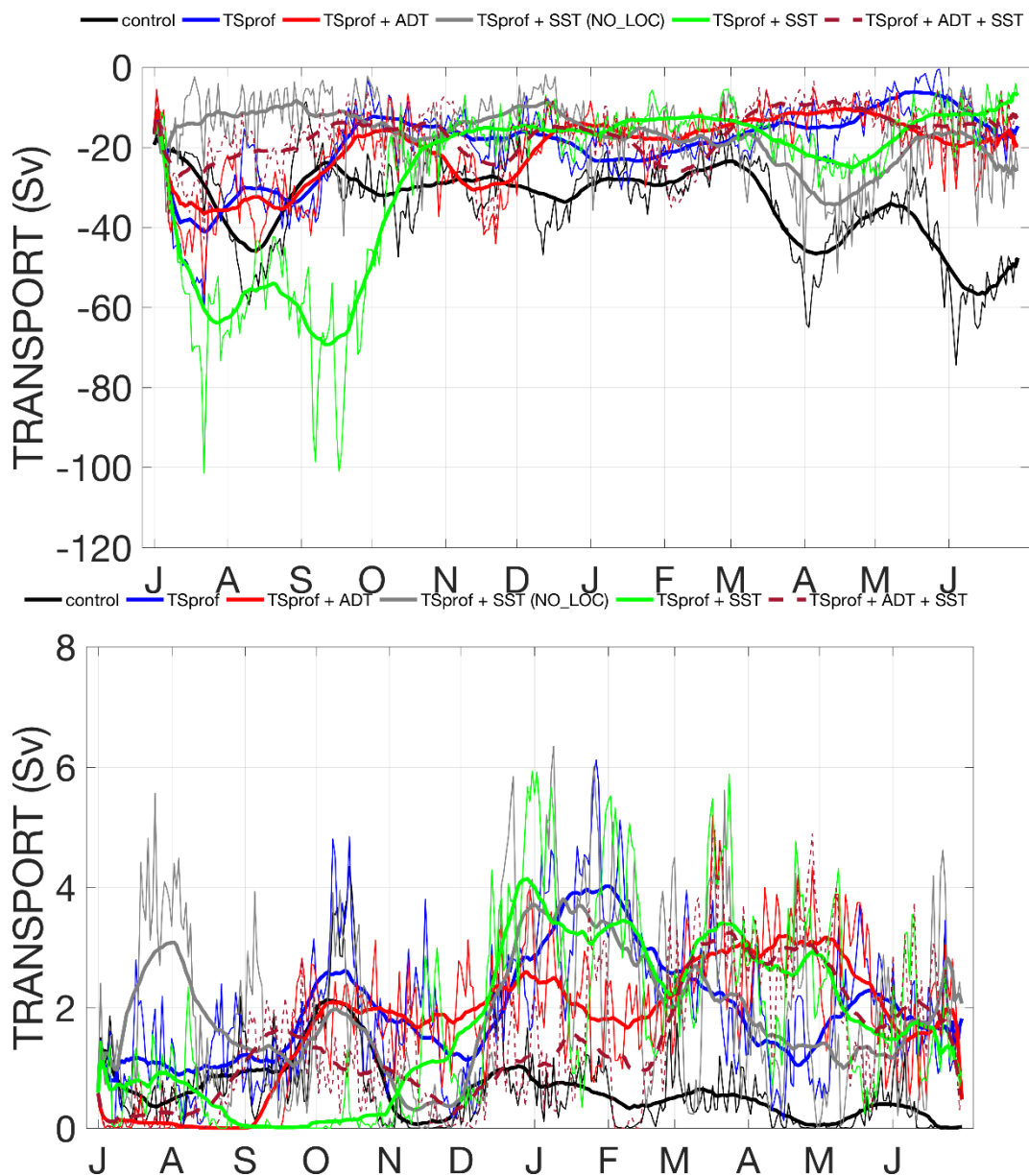


Figura 5.14 – Curvas do transporte (em Sv; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) estimado para a CB (painel superior) e CCI (painel inferior) em 30°S durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do transporte são calculados a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).



A Figura 5.15 apresenta a média da componente meridional de velocidade em 46°S , interceptando a CM. Em geral, os experimentos

representam o fluxo para o norte da CM. O experimento controle exibe um campo médio com valores relativamente mais baixos, em torno de $0,24 \text{ m s}^{-1}$. A CM é representada como um fluxo contínuo da superfície ao fundo sobre o talude continental. Este resultado confirma o fluxo barotrópico para o norte da CM que foi reportado por Piola et al. (2013) e justifica os valores de correlação relativamente altos entre a TSM e a T de subsuperfície do conjunto oceânico com perturbações em $54,9^{\circ}\text{W}-38,3^{\circ}\text{S}$ (Figura 4.11). A curva do transporte do experimento controle apresenta os menores valores ao longo do tempo, alcançando 20 a 30 Sv (Figura 5.16). Os experimentos de assimilação de dados intensificam o fluxo para o norte e aumentam os valores do transporte. Em média, o experimento com assimilação de TS, ζ e TSM (controle) indica um transporte de $47,64 \pm 12,32 \text{ Sv}$ ($26,13 \pm 5,58 \text{ Sv}$) e superestima (subestima) os valores de transporte médios alcançados por Spadone e Provost (2009) em $\sim 41,5^{\circ}\text{S}$ a partir de correntômetros, $\sim 32 \text{ Sv}$, e de dados altimétricos, $34,35 \pm 7,4 \text{ Sv}$. Também a partir de dados altimétricos e incluindo dados *in situ*, Artana et al. (2017) estimaram um fluxo médio de $37,1 \pm 2,6 \text{ Sv}$, acima de 1500 m em $\sim 41^{\circ}\text{S}$.

Figura 5.15 – Perfis verticais do campo médio de velocidade meridional na seção zonal de 46°S produzidos a partir dos experimentos controle e com assimilação. Valores de velocidade positivos (negativos) indicam sentido para norte (sul).

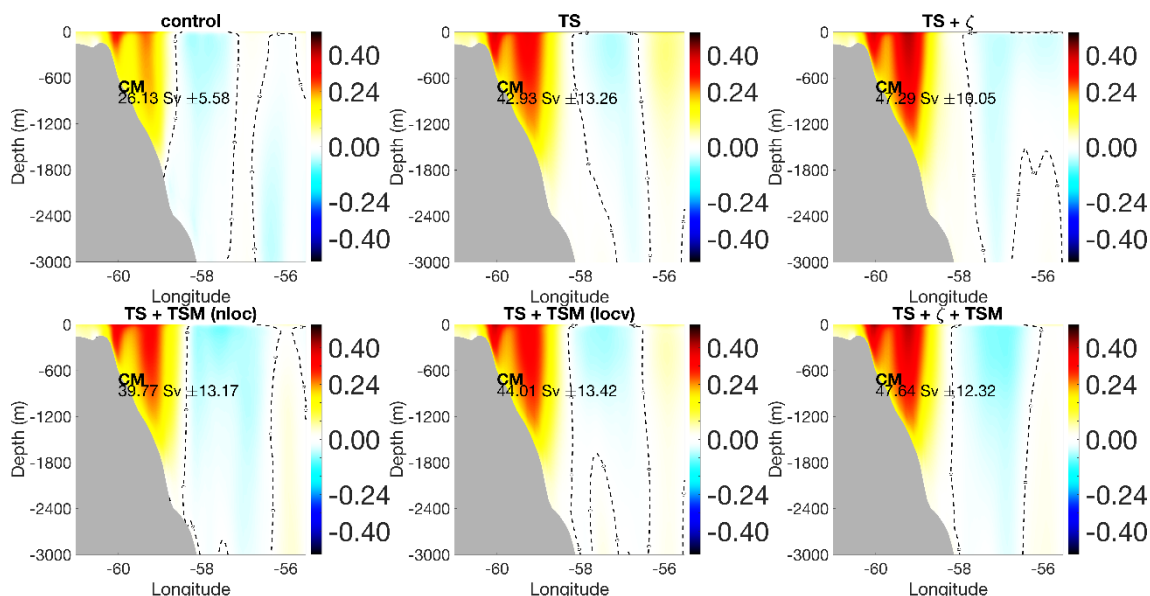
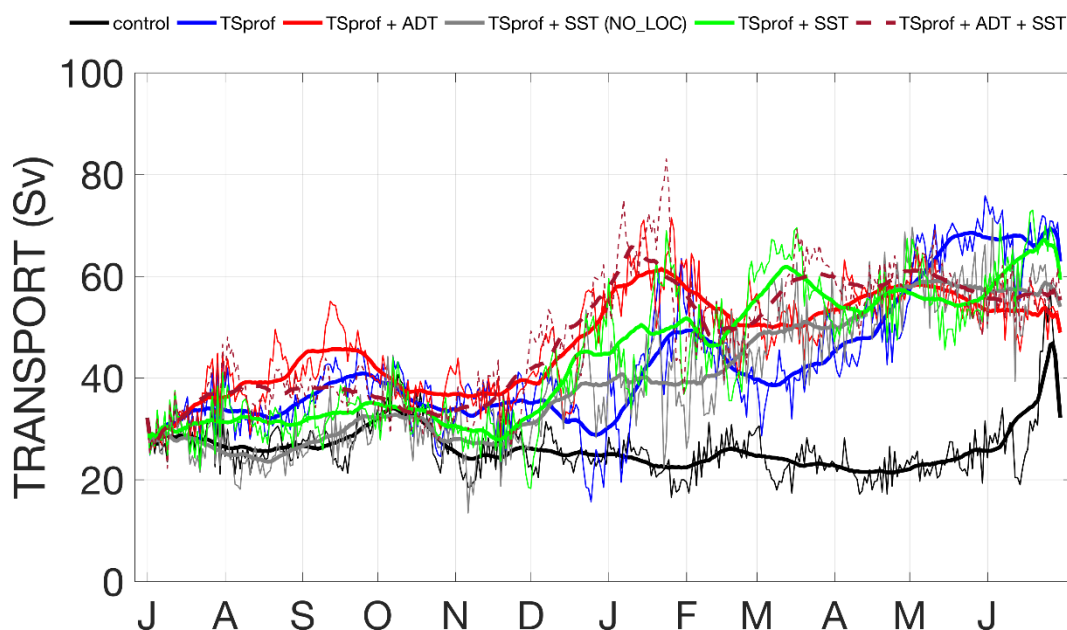


Figura 5.16 – Curvas do transporte (em Sv; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) estimado para a CM em 46°S durante o período de 01 de julho de 2009 a 30 de junho de 2010. Os valores do transporte são calculados a partir dos resultados das previsões dos experimentos com assimilação de somente perfis TS (azul), perfis TS e ζ (vermelho), perfis TS e TSM sem localização vertical (cinza), perfis TS e TSM com localização vertical (verde) e perfis TS, ζ e TSM com localização vertical (vermelho tracejado).



6 CONCLUSÕES

Neste estudo, simulações por conjuntos foram realizadas com diferentes perturbações nas condições de contorno do modelo oceânico, incluindo os fluxos de superfície e a batimetria, para investigar as incertezas na representação numérica do modelo. Os resultados mostram que o vento tem um papel principal e é crucial na determinação da variabilidade do oceano na superfície. As perturbações apenas no vento provocam um espalhamento do conjunto oceânico muito similar a aquele visto quando todos os forçantes são perturbados. Muito deste efeito é devido à importância do vento na determinação dos fluxos de calor e momentum através da fórmula *bulk*.

As perturbações nos fluxos de radiação também provocam um impacto relativamente alto na TSM. Perturbações sobre outros tipos de campos atmosféricos geram um menor impacto. Por exemplo, as perturbações na temperatura do ar, fluxos de radiação e umidade específica geram um maior impacto na TSM, enquanto perturbações na precipitação impactam a SSM. Os resultados mostram uma forte influência da ZCAS no oceano subjacente, sete dias após a inicialização das simulações, onde as perturbações na precipitação e nos fluxos de radiação produzem um maior impacto no espalhamento do conjunto da SSM e TSM, excedendo 0,08 e 0,2 °C, respectivamente.

Entretanto, um impacto mais elevado no oceano ocorre no experimento que emprega perturbações na batimetria do modelo oceânico, especialmente em águas rasas. Os valores do espalhamento são maiores nas regiões oceânicas acima da plataforma continental e talude. A forte dependência da topografia oceânica é devido às coordenadas verticais sigma do ROMS, que seguem a batimetria.

Alguns padrões são identificados e mostram uma evolução do espalhamento do conjunto seguindo direções específicas ao longo da mesma profundidade, indicando que a dinâmica interna do modelo propaga os valores do espalhamento das variáveis oceânicas. Após alguns meses de integração, o impacto no espalhamento do conjunto oceânico a partir dos experimentos com

perturbações na atmosfera e na batimetria torna-se bastante similar. Por exemplo, o espalhamento do conjunto destes experimentos apresenta resultados semelhantes em 1 de julho de 2009, com os maiores valores do espalhamento nas regiões de alto gradiente de T: frentes oceânicas e termoclina. Isto sugere que a dinâmica interna do modelo pode dominar após alguns meses de integração.

Este estudo do conjunto oceânico permite a extração de informações importantes a partir das correlações dos erros entre as variáveis oceânicas. Na vertical, a TSM e a T de subsuperfície mostram altos valores de correlação no interior da camada de mistura oceânica, aumentando a correlação em direção a superfície do oceano. Em contraste, as correlações dos erros de ζ e a T de subsuperfície mostram maiores valores de correlação em direção aos níveis mais profundos na região da termoclina, pelo menos, até 200 m.

Em adição, as correlações do erro da TSM de dois pontos situados sobre a CB e CM em relação à própria TSM e a T dos pontos de grade restantes no domínio numérico permitem a identificação de padrões que se estendem até os níveis mais profundos, seguindo o fluxo da CB e da CM. Estes padrões que dependem do fluxo são importantes características para os experimentos de assimilação de dados nos quais a matriz de covariância dos erros é estimada a partir de um conjunto, pois estes métodos visam representar as incertezas reais do modelo oceânico e aproximam estas incertezas ao erro do dia.

Os experimentos de assimilação de dados promovem uma correção importante na representação dos transportes da CB e CM ao longo do limite oeste do Atlântico Sul. Os valores encontrados a partir desses experimentos são mais próximos aos da literatura na maioria dos casos. Por exemplo, na CB em 22°S, o experimento com assimilação de perfis, ζ e TSM e o experimento controle apresentam um transporte médio de 5,5 Sv e 8,90 Sv, respectivamente, enquanto Silveira et al. (2004) estimaram um transporte de 5,6 Sv. Em 30°S, os mesmos experimentos com assimilação e (sem assimilação) apresentam um transporte para o sul de 17,07 Sv (34,07 Sv), enquanto Müller et al. (1998) em 28°S e Schmid e Majumder (2017)

encontraram 16,2 Sv e 15 Sv, respectivamente. Em média, os experimentos com assimilação (controle) superestimam (subestimam) o transporte da CM em relação aos resultados de Spadone e Provost (2009) e Artana et al. (2017).

Desta forma, o experimento controle gera um transporte mais intenso para o sul da CB e menos intenso para o norte da CM. Era esperado que este balanço posicionasse a CBM mais ao sul. Entretanto, os resultados do controle colocam a CBM em latitudes mais ao norte. Por outro lado, a assimilação de perfis T e S, ζ e TSM promove uma redução do transporte da CB, intensifica o transporte da CM e posiciona a CBM mais ao sul. Este resultado é parcialmente contrário às conclusões de Matano (1993) e Matano et al. (1993), as quais definiram a importância do balanço dos transportes da CM e CB no posicionamento da CBM. No entanto, as correções a partir da assimilação de dados são importantes e colocam a CBM mais ao sul em latitudes mais próximas a posição média, 38°S. Entre os fatores que interferem na posição da CBM, Smith et al. (1994) concluíram a incapacidade de águas mais densas da CM penetrarem na circulação do giro subtropical, que é confinada às camadas superiores do modelo. Este confinamento na superfície do giro subtropical não é visto nos resultados do experimento controle. Por exemplo, os resultados em 30°S indicam que o controle coloca a bifurcação, em níveis intermediários da CSE, em latitudes ao norte de 30°S, apresentando um fluxo contínuo para o sul da CB e não um fluxo confinado aos níveis superiores. A Figura 2.3, extraída de Pezzi et al. (2005), pôde mostrar o confinamento da CB com temperaturas mais elevadas na região ao norte de ~39,25°S e acima de ~500 m. Em 30°S, o experimento controle também não representa o fluxo para o norte da CCI em águas intermediárias. Portanto, o fluxo contínuo para o sul da CB, da superfície ao fundo, deve impor uma dinâmica diferente na região da CBM, posicionando-a em latitudes mais ao norte. Enquanto os experimentos com assimilação representam a circulação na região oeste do giro subtropical com mais acurácia em 30°S, exibindo um transporte em direção ao sul da CB de acordo com a literatura e representando o fluxo para o norte da CCI em águas intermediárias. Nessa latitude, Pereira et al. (2014) também representaram um

transporte em direção ao norte da CCI a partir de resultados de reanálise e modelos de alta resolução.

Os experimentos foram avaliados e os resultados mostram a importância da assimilação de dados na correção da representação oceânica no ATS. A assimilação de perfis verticais é fundamental na correção de T e S em subsuperfície. A localização vertical da TSM é importante, possibilitando o impacto da assimilação da TSM apenas nos níveis superiores acima da profundidade da camada de mistura oceânica. Sem a localização vertical da TSM, os resultados de T e S são degradados abaixo da camada de mistura. A assimilação somente de perfis *in situ* aumenta o erro de ζ na região ao sul de 30°S. A inclusão da assimilação de ζ é importante na correção desta variável e promove uma correção na região da CBM, frentes oceânicas e adjacências, onde caracteristicamente existe uma alta variabilidade da mesoescala. A assimilação somente de perfis T e S reduz o erro da TSM em algumas regiões ao redor do ATS, porém aumenta o erro sobre a CB. A inclusão da assimilação de ζ melhora a representação da TSM na região da CB. Entretanto, os melhores resultados da TSM são obtidos somente com a inclusão da assimilação da própria TSM. Os valores do RMSD em relação às componentes de velocidade do OSCAR indicam que a assimilação de perfis promove uma importante correção na representação da CB, porém a inclusão da assimilação de ζ é crucial na correção dos campos de velocidade na região da CBM e adjacências. A assimilação de dados de TSM também produz uma correção na representação da CBM, muito decorrente da alta quantidade de dados de TSM na região, o que permite uma melhor representação da mesoescala.

O experimento controle apresenta resultados da ECT com um padrão que não permite identificar as regiões da CB, CM e CBM. Enquanto a assimilação de ζ promove uma importante melhoria, permitindo a representação da ECT de forma semelhante ao campo da ECT produzido a partir dos campos de velocidade do OSCAR. Portanto, a assimilação de ζ é de fato importante para a representação da variabilidade mesoescala com acurácia.

Com este estudo, percebe-se que os resultados podem ser melhores se algumas investigações forem feitas nas configurações do ROMS futuramente. Novos experimentos, com o modelo oceânico, devem ser feitos sem assimilação de dados, testando-se alguns parâmetros do ROMS, como o de tensão do fundo. Este parâmetro pode frear/acelerar o fluxo da CM. Recomenda-se a ampliação do domínio numérico para incluir o fluxo da CCA, o que pode trazer benefícios na representação da CM. Atualmente, a formação da CM não está sendo perfeitamente representada utilizando médias mensais como condições de contorno laterais. Novos experimentos também devem substituir as condições de contorno laterais por produtos de maior frequência temporal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, A. L.; CIRANO, M.; PEREIRA, J.; MARTA-ALMEIDA, M. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos-Campos region of Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 85, p. 42–59, 2014. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2014.04.013>>.

ALMEIDA, R. A. F. De; NOBRE, P.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 18, p. 1–5, 2007.

AMANTE, C.; EAKINS, B. W. ETOPO1 1 Arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. **NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24**, p.19, Mar. 2009. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>>.

ARTANA, C.; FERRARI, R.; KOENIG, Z.; SENNÉCHAEL, N.; SARACENO, M.; PIOLA, A. R.; PROVOST, C. Malvinas current volume transport at 41°S: a 24 year long time series consistent with mooring data from 3 decades and satellite altimetry. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 11, p. 8109–8121, 2017. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2017JC013600>>.

BARRÉ, N.; PROVOST, C.; SARACENO, M. Spatial and temporal scales of the Brazil-Malvinas current confluence documented by simultaneous MODIS aqua 1.1-km resolution SST and color images. **Advances in Space Research**, v. 37, n. 4, p. 770–786, 2006.

BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Simulated precipitation response to SST forcing and potential predictability in the region of the South Atlantic convergence zone. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 1, p. 105–114, 2005.

BERNARD, B.; MADEC, G.; PENDUFF, T.; MOLINES, J. M.; TREGUIER, A. M.; LE SOMMER, J.; BECKMANN, A.; BIASTOCH, A.; BÖNING, C.; DENG, J.; DERVAL, C.; DURAND, E.; GULEV, S.; REMY, E.; TALANDIER, C.; THEETTEN, S.; MALTRUD, M.; MCCLEAN, J.; DE CUEVAS, B. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. **Ocean Dynamics**, v. 56, n. 5–6, p. 543–567, 2006.

BLECK, R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates. **Ocean Modelling**, v. 4, n. 1, p. 55–88, 2002.

BOEBEL, O.; DAVIS, R. E.; OLLITRAULT, M.; PETERSON, R. G.; RICHARDSON, P. L.; SCHMID, C.; ZENK, W. The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 21, p. 3329–3332, 1999.

BOURLÈS, B.; LUMPKIN, R.; MCPHADEN, M. J.; HERNANDEZ, F.; NOBRE, P.; CAMPOS, E.; YU, L.; PLANTON, S.; BUSALACCHI, A.; MOURA, A. D.; SERVAIN, J.; TROTTE, J. The pirata program: history, accomplishments, and future directions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 89, n. 8, p. 1111–1125, 2008.

BURGERS, G.; JAN VAN LEEUWEN, P.; EVENSEN, G. Analysis scheme in the ensemble Kalman filter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1719–1724, 1998. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281998%29126%3C1719%3AASITEK%3E2.0.CO%3B2>>.

CALADO, L.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; CASTRO, B. M. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 10–11, p. 1181–1188, 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.03.007>>.

CARTON, J. A.; GIESE, B. S. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p. 2999–3017, 2008. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007MWR1978.1>>.

CASTELAO, R. M.; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 3, p. 2–5, 2006.

CHASSIGNET, E. P.; HURLBURT, H. E.; SMEDSTAD, O. M.; HALLIWELL, G. R.; HOGAN, P. J.; WALLCRAFT, A. J.; BARAILLE, R.; BLECK, R. The HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system. **Journal of Marine Systems**, v. 65, n. 1/4, p. 60–83, 2007.

CHASSIGNET, E. P.; HURLBURT, H. E.; SMEDSTAD, O. M.; HALLIWELL, G. R.; HOGAN, P. J.; WALLCRAFT, A. J.; BLECK, R. Ocean prediction with the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). **Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography**, p. 413–426, 2006.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, L03204, 2004. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2003GL018647>>.

CLIMANÁLISE. **Boletim de Monitoramento e Análise Climática (CPTEC/INPE) Climanálise**. ISSN: 0103-0019. [S.l.: s.n.]. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/pdf/pdf03/jan03.pdf>>.

COMBES, V.; MATANO, R. P. Trends in the Brazil/Malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 24, p. 8971–8977, 2014a.

COMBES, V.; MATANO, R. P. A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 2, p. 731–756, fev. 2014b. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2013JC009498>>.

COMPO, G. P.; WHITAKER, J. S.; SARDESHMUKH, P. D.; MATSUI, N.; ALLAN, R. J.; YIN, X.; GLEASON, B. E.; VOSE, R. S.; RUTLEDGE, G.; BESSEMOULIN, P.; BRÖNNIMANN, S.; BRUNET, M.; CROUTHAMEL, R. I.; GRANT, A. N.; GROISMAN, P. Y.; JONES, P. D.; KRUK, M. C.; KRUGER, A. C.; MARSHALL, G. J.; MAUGERI, M.; MOK, H. Y.; NORDLI, O.; ROSS, T. F.; TRIGO, R. M.; WANG, X. L.; WOODRUFF, S. D.; WORLEY, S. J. The twentieth century reanalysis project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 654, p. 1–28, 2011.

COSTA, F. B.; TANAJURA, C. A. S. Assimilation of sea-level anomalies and Argo data into HYCOM and its impact on the 24 hour forecasts in the western tropical and South Atlantic. **Journal of Operational Oceanography**, v. 8, n. 1, p. 52–62, 2015. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/1755876X.2015.1014646>>.

COUNILLON, F.; BERTINO, L. High-resolution ensemble forecasting for the Gulf of Mexico eddies and fronts. **Ocean Dynamics**, v. 59, n. 1, p. 83–95, 2009.

CUMMINGS, J. A. Operational multivariate ocean data assimilation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 613, p. 3583–3604, 2005.

CUMMINGS, J. A.; SMEDSTAD, O. M. Variational data assimilation for the global ocean. In: PARK, S. I.; XU, L. (Eds). **Data assimilation for atmospheric, oceanic and hydrologic applications**. Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. v.2, p. 303–343.

D'AGOSTINI, A.; GHERARDI, D. F. M.; PEZZI, L. P. Connectivity of marine protected areas and its relation with total kinetic energy. **PLoS ONE**, v. 10, n. 10, p. 1–19, 2015.

DE BOYER MONTÉGUT, C.; MADEC, G.; FISCHER, A. S.; LAZAR, A.; IUDICONE, D. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 109, n. 12, p. 1–20, 2004.

DIAS, D. F.; PEZZI, L. P.; GHERARDI, D. F. M.; CAMARGO, R. Modeling the spawning strategies and larval survival of the Brazilian sardine (*Sardinella brasiliensis*). **Progress in Oceanography**, v. 123, p. 38–53, 2014.

DOHAN, K.; BONJEAN, F.; CENTURIONI, L.; CRONIN, M.; LAGERLOEF, G.; LEE, D.-K.; LUMPKIN, R.; MAXIMENKO, N. A.; NIILER, P. P.; UCHIDA, H.

Measuring the Global Ocean Surface Circulation with satellite and in situ observations. In: OCEANOBS'09, 2009. **Proceegins...** European Space Agency Publication, 2010. Disponível em: <<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/cwp23>>.

DOMBROWSKY, E.; BERTINO, L.; BRASSINGTON, G.; CHASSIGNET, E.; DAVIDSON, F.; HURLBURT, H.; KAMACHI, M.; LEE, T.; MARTIN, M.; MEI, S.; TONANI, M. GODAE Systems in operation. **Oceanography**, v. 22, n. 3, p. 80–95, 1 set. 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.80>>.

DONLON, C. J.; MARTIN, M.; STARK, J.; ROBERTS-JONES, J.; FIEDLER, E.; WIMMER, W. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. **Remote Sensing of Environment**, v. 116, p. 140–158, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>>.

EVENSEN, G. Using the extended Kalman Filter with a multilayer quasi-geostrophic ocean model. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 97, n. C11, p. 17905–17924, 1992.

EVENSEN, G. Open boundary conditions for the extended Kalman filter with a quasi-geostrophic ocean model. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. C9, p. 16529, 1993.

EVENSEN, G. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C5, p. 10143, 1994. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/94JC00572>>.

EVENSEN, G. The ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation. **Ocean Dynamics**, v. 53, n. 4, p. 343–367, 2003.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; HARE, J. E.; GRACHEV, A. A.; EDSON, J. B. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. **Journal of Climate**, v. 16, n. 4, p. 571–591, 2003.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/95JC03205>>.

FETTER, A. F. H.; MATANO, R. P. On the origins of the variability of the Malvinas Current in a global, eddy-permitting numerical simulation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. 11, p. 1–21, 2008.

FRAGOSO, M. R.; CARVALHO, G. V.; SOARES, F. L. M.; FALLER, D. G.; FREITAS ASSAD, L. P.; TOSTE, R.; SANCHO, L. M. B.; PASSOS, E. N.;

BÖCK, C. S.; REIS, B.; LANDAU, L.; ARANGO, H. G.; MOORE, A. M. A 4D-variational ocean data assimilation application for Santos Basin, Brazil. **Ocean Dynamics**, v. 66, n. 3, p. 419–434, 2016.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; THE, J. A. L. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil : a numerical experiment. **Annales Geophysicae**, v. 881, p. 866–881, 1998.

FREELAND, H. J.; ROEMMICH, D.; GARZOLI, S. L.; LETRAON, P.-Y.; RAVICHANDRAN, M.; RISER, S.; THIERRY, V.; WIJFFELS, S.; BELBÉOCH, M.; GOULD, J.; GRANT, F.; IGNAZEWSKI, M.; KING, B.; KLEIN, B.; MORK, K. A.; OWENS, B.; POULIQUEN, S.; STERL, A.; SUGA, T.; SUK, M.-S.; SUTTON, P.; TROISI, A.; VÉLEZ-BELCHI, P. J.; XU, J. Argo: a decade of progress. In: OCEANOBS'09, 2009. **Proceedings...** European Space Agency Publication, 2010. Disponível em: <<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/cwp32>>.

GARCIA, C. A. E.; SARMA, Y. V. B.; MATA, M. M.; GARCIA, V. M. T. Chlorophyll variability and eddies in the Brazil-Malvinas confluence region. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 51, n. 1/3, p. 159–172, 2004.

GARZOLI, S. L.; BIANCHI, A. Time-space variability of the local dynamics of the Malvinas-Brazil confluence as revealed by inverted echo sounders. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 92, n. C2, p. 1914–1922, 1987.

GARZOLI, S. L.; GARRAFFO, Z. Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas currents confluence. **Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers**, v. 36, n. 5, p. 681–703, 1989.

GARZOLI, S. L.; GIULIVI, C. What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents? **Deep-Sea Research Part I**, v. 41, n. 10, p. 1527–1550, 1994.

GONI, G. J.; WAINER, I. Investigation of the Brazil current front variability from altimeter data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 106, n. C12, p. 31117–31128, 2001. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2000JC000396>>.

GRIFFIES, S. M.; ADCROFT, A. J.; BANKS, H.; BOENING, C. W.; CHASSIGNET, E. P.; DANABASOGLU, G.; DANILOV, S.; DELEERSNIJDER, E.; DRANGE, H.; ENGLAND, M.; FOX-KEMPER, B.; GERDES, R.; GNANADESIKAN, A.; GREATBATCH, R. J.; HALLBERG, R. W.; HANERT, E.; HARRISON, M. J.; LEGG, S.; LITTLE, C. M.; MADEC, G.; MARSLAND, S. J.; NIKURASHIN, M.; PIRANI, A.; SIMMONS, H. L.; SCHRÖTER, J.; SAMUELS, B. L.; TREGUIER, A.-M.; TOGGWEILER, J. R.; TSUJINO, H.; VALLIS, G. K.; WHITE, L. Problems and prospects in large-scale ocean circulation models. In:

OCEANOBS'09, 2009. **Proceedings...** European Space Agency Publication, 2010. Disponível em: <<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/cwp38>>.

GUERRERO, R. A.; ACHA, E. M.; FRAMIÑAN, M. B.; LASTA, C. A. Physical oceanography of the Rio de la Plata Estuary, Argentina. **Continental Shelf Research**, v. 17, n. 7, p. 727–742, 1997.

HAIIDVOGEL, D. B.; ARANGO, H. G.; HEDSTROM, K.; BECKMANN, A.; MALANOTTE-RIZZOLI, P.; SHCHEPETKIN, A. F. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 32, n. 3–4, p. 239–281, 2000.

HAMILL, T. M.; SNYDER, C. A hybrid ensemble Kalman Filter–3D variational analysis scheme. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2905–2919, 2000. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%282000%29128%3C2905%3AAHEKFV%3E2.0.CO%3B2>>.

HOFFMAN, M. J.; MIYOSHI, T.; HAINE, T. W. N.; IDE, K.; BROWN, C. W.; MURTUGUDDE, R. An advanced data assimilation system for the chesapeake bay: performance evaluation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 29, n. 10, p. 1542–1557, 2012. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JTECH-D-11-00126.1>>.

HOUTEKAMER, P. L.; MITCHELL, H. L. Data assimilation using an ensemble Kalman Filter technique. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 3, p. 796–811, 1998. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281998%29126%3C0796%3ADAUAEK%3E2.0.CO%3B2>>.

HU, J.; FENNEL, K.; MATTERN, J. P.; WILKIN, J. Data assimilation with a local Ensemble Kalman Filter applied to a three-dimensional biological model of the middle Atlantic bight. **Journal of Marine Systems**, v. 94, p. 145–156, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.11.016>>.

HUNT, B. R.; KOSTELICH, E. J.; SZUNYOGH, I. Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. **Physica D: Nonlinear Phenomena**, v. 230, n. 1–2, p. 112–126, 2007.

HURLBURT, H. E.; CHASSIGNET, E. P.; CUMMINGS, J. A.; BIROL KARA, A.; JOSEPH METZGER, E.; SHRIVER, J. F.; SMEDSTAD, O. M.; WALLCRAFT, A. J.; BARRON, C. N. Eddy-resolving global ocean prediction. **Geophysical Monograph Series**, v. 177, p. 353–381, 2008.

IVCHENKO, V. O.; DANILOV, S. D.; SIDORENKO, D. V.; SCHRÖTER, J.; WENZEL, M.; ALEJNIK, D. L. Comparing the steric height in the Northern Atlantic with satellite altimetry. **Ocean Science**, v. 3, n. 4, p. 485–490, 2007.

KALMAN, R. E. A new approach to linear filtering and prediction problems 1. **Journal of Fluids Engineering**, v. 82, n. Series D, p. 35–45, 1960.

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. ISBN 9780521796293. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=Uqc7zC7NULMC>>

KALNAY, E.; LI, H.; MIYOSHI, T.; YANG, S.-C.; BALLABRERA-POY, J. 4-D-Var or ensemble Kalman filter? **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 59, n. 5, p. 758–773, 2007. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1600-0870.2007.00261.x>>.

KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary rossby waves in the Southern Hemisphere: observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1986. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/citedby/10.1175/1520-0469%281986%29043%3C0252%3ALASSSR%3E2.0.CO%3B2%0A>>.

KARA, A. B.; ROCHFORD, P. A.; HURLBURT, H. E. Mixed layer depth variability over the global ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C3, p. 3079, 2003. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2000JC000736>>.

LE TRAON, P. Y. From satellite altimetry to Argo and operational oceanography: three revolutions in oceanography. **Ocean Science**, v. 9, n. 5, p. 901–915, 2013.

LIMA, J. A. M.; MARTINS, R. P.; TANAJURA, C. A. S.; PAIVA, A. de M.; CIRANO, M.; CAMPOS, E. J. D.; SOARES, I. D.; FRANÇA, G. B.; OBINO, R. de S.; ALVARENGA, J. B. R. Design and implementation of the oceanographic modeling and observation network (REMO) for operational oceanography and ocean forecasting. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 31, n. 2, p. 209–228, 2013.

LIMA, L. N.; TANAJURA, C. A. S. A study of the impact of altimetry data assimilation on short-term predictability of the hycom ocean model in regions of the tropical and south atlantic ocean. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 31, n. 2, p. 271–288, 2013.

LYU, G.; WANG, H.; ZHU, J.; WANG, D.; XIE, J.; LIU, G. Assimilating the along-track sea level anomaly into the regional ocean modeling system using the ensemble optimal interpolation. **Acta Oceanologica Sinica**, v. 33, n. 7, p. 72–82, 2014.

MATANO, R. P. On the separation of the Brazil current from the Coast. **Journal of Physical Oceanography**, p. 79-90, 1993. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520->

0485%281993%29023%3C0079%3AOTSOTB%3E2.0.CO%3B2>.

MATANO, R. P.; PALMA, E. D.; PIOLA, A. R. The influence of the Brazil and Malvinas currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. **Ocean Science**, v. 6, n. 4, p. 983–995, 2010.

MATANO, R. P.; SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B. Seasonal variability in the southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. C10, p. 18027–18035, 1993. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/93JC01602/full%5Cnhttp://doi.wiley.com/10.1029/93JC01602>>.

MCPHADEN, M. J.; ANDO, K.; BOURLÈS, B.; FREITAG, H. P.; LUMPKIN, R.; MASUMOTO, Y.; MURTY, V. S. N.; NOBRE, P.; RAVICHANDRAN, M.; VIALARD, J.; VOUSDEN, D.; YU, W. The Global Tropical Moored Buoy Array. In: OCEANOBS'09, 2009. **Proceedings...** European Space Agency Publication, 2010. Disponível em: <<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/cwp61>>.

MENDONÇA, L. F.; SOUZA, R. B.; ASEFF, C. R. C.; PEZZI, L. P.; MÖLLER, O. O.; ALVES, R. C. M. Regional modeling of the water masses and circulation annual variability at the Southern Brazilian Continental Shelf. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 2, p. 1232–1253, fev. 2017. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2016JC011780>>.

MIGNAC, D.; TANAJURA, C. A. S.; SANTANA, A. N.; LIMA, L. N.; XIE, J. Argo data assimilation into HYCOM with an EnOI method in the Atlantic Ocean. **Ocean Science**, v. 11, n. 1, p. 195–213, 2015.

MIYOSHI, T. The Gaussian approach to adaptive covariance inflation and its implementation with the local Ensemble transform Kalman Filter. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 5, p. 1519–1535, 2011. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010MWR3570.1>>.

MIYOSHI, T.; YAMANE, S.; ENOMOTO, T. Localizing the error covariance by physical distances within a Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF). **Sola**, v. 3, n. 1, p. 89–92, 2007. Disponível em: <<http://joi.jlc.jst.go.jp/JST.JSTAGE/sola/2007-023?from=CrossRef>>.

MÖLLER, O. O.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, E. J. D. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1607–1624, 2008.

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 application to the California

Current System. **Progress in Oceanography**, v. 91, n. 1, p. 50–73, 2011a. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2011.05.003>>.

MOORE, A. M.; ARANGO, H. G.; BROQUET, G.; POWELL, B. S.; WEAVER, A. T.; ZAVALA-GARAY, J. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems. Part I - system overview and formulation. **Progress in Oceanography**, v. 91, n. 1, p. 34–49, 2011b. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2011.05.004>>.

MÜLLER, J.; IKEDA, Y.; ZANGENBERG, N.; NONATO, L. V. Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 103, p. 5429–5437, 1998. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/97JC03529>>

OKE, P. R.; BRASSINGTON, G. B.; GRIFFIN, D. A.; SCHILLER, A. The Bluelink ocean data assimilation system (BODAS). **Ocean Modelling**, v. 21, n. 1–2, p. 46–70, 2008.

OKE, P. R.; SCHILLER, A. Impact of Argo, SST, and altimeter data on an eddy-resolving ocean reanalysis. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 19, p. 1–7, 2007.

OLIVEIRA, L. R.; PIOLA, A. R.; MATA, M. M.; SOARES, I. D. Brazil Current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 114, n. 10, p. 1–12, 2009.

PENNY, S. G. The hybrid local ensemble transform Kalman Filter. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 6, p. 2139–2149, 2014. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR-D-13-00131.1>>.

PENNY, S. G. Mathematical foundations of hybrid data assimilation from a synchronization perspective. **Chaos**, v. 27, n. 12, 2017.

PENNY, S. G.; BEHRINGER, D. W.; CARTON, J. A.; KALNAY, E. A Hybrid Global Ocean Data Assimilation System at NCEP. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 11, p. 4660–4677, 2015. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/MWR-D-14-00376.1>>.

PENVEN, P.; MARCHESIELLO, P.; DEBREU, L.; LEFÈVRE, J. Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. **Environmental Modelling and Software**, v. 23, n. 5, p. 660–662, 2008.

PEREIRA, J.; GABIOUX, M.; MARTA-ALMEIDA, M.; CIRANO, M.; PAIVA, A. M.; AGUIAR, A. L. The bifurcation of the Western Boundary Current System of the South Atlantic Ocean. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 32, p. 241–257, 2014.

PEZZI, L. P.; DE SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.;

GARCIA, C. A. E.; DE CAMARGO, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D19, p. D19103, 1 out. 2009. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD011379>>.

PEZZI, L. P.; DE SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L. Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do oceano atlântico sul baseada em dados observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p. 428–453, 2016.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. 1–4, 2005.

PIOLA, A. R.; FRANCO, B. C.; PALMA, E. D.; SARACENO, M. Multiple jets in the Malvinas current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 4, p. 2107–2117, 2013.

PROVOST, C.; LE TRAON, P.-Y. Dominance of the semiannual period and large spatial scales. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 98, p. 18037-18051, 1993. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/93JC00693>>

QUADRO, M. F. L.; DIAS, M. A. F. S.; HERDIES, D. L.; GONÇALVES, L. G. G. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região das zcas através da nova geração de reanálises Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Santa Catarina (IFSC), Florianópolis, SC, Brasil Universidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 152–162, 2012.

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 20, n. 22, p. 5473–5496, 2007.

RISIEN, C. M.; STRUB, P. T. Blended sea level anomaly fields with enhanced coastal coverage along the U.S. West Coast. **Scientific Data**, v. 3, p. 1–15, 2016.

ROBERTSON, A.; MECHOSO, C. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, p. 2947–2957, 2000. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2000\)128%3C2947:IAIVOT%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2000)128%3C2947:IAIVOT%3E2.0.CO;2)>.

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

RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. M.; WIMBUSH, M. Seasonal variability of the South Equatorial current bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, n. 1, p. 16–30, 2007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JPO2983.1>>.

SAHA, S.; MOORTHI, S.; PAN, H. L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y. T.; CHUANG, H. Y.; JUANG, H. M. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; VAN DELST, P.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; VAN DEN DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J. K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C. Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010.

SAKOV, P.; COUNILLON, F.; BERTINO, L.; LISTER, K. A.; OKE, P. R.; KORABLEV, A. TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic. **Ocean Science**, v. 8, n. 4, p. 633–656, 2012.

SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R.; BAVA, J.; GAGLIARDINI, A. Brazil Malvinas frontal system as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 109, n. 5, 2004.

SCHMID, C.; MAJUMDER, S. Transport variability of the Brazil current from observations and a model. **Ocean Science Discussion**, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/os-2017-59>>

SCHMID, C.; SCHÄFER, H.; ZENK, W.; PODESTÁ, G. The Vitória Eddy and its relation to the Brazil current. **Journal of Physical Oceanography**, 1995. . Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485%281995%29025%3C2532%3ATVEAIR%3E2.0.CO%3B2>>.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005.

SILVA, M.; ARAUJO, M.; SERVAIN, J.; PENVEN, P.; LENTINI, C. A. D. High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. **Ocean Modelling**, v. 30, n. 4, p. 256–269, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.07.002>>.

SILVEIRA, I. C. A. da; CALADO, L.; CASTRO, B. M.; CIRANO, M.; LIMA, J. A. M.; MASCARENHAS, A. d. S. On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22°-3°S. **Geophysical**

Research Letters, v. 31, n. 14, p. 1–5, 2004.

SILVEIRA, I. C. A. da; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S. de; IKEDA, Y. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1413-77392000000200008&lng=pt&tlng=pt>.

SMITH, L. T.; CHASSIGNE, E. P.; OLSON, D. B. Wind-forced variations in the Brazil-Malvinas confluence region as simulated in a coarse resolution numerical model of the South Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 99, p. 5095–5117, 1994.

SOUTELINO, R. G.; GANGOPADHYAY, A.; DA SILVEIRA, I. C. A. The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil current. **Continental Shelf Research**, v. 70, p. 46–60, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.10.001>>.

SOUZA, R. B. de; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. A. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil-Malvinas confluence region. **Remote Sensing of Environment**, v. 100, n. 1, p. 52–66, 2006.

SOUZA, R. B. de; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the brazilian coastal current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241–262, 2004.

SPADONE, A.; PROVOST, C. Variations in the Malvinas current volume transport since October 1992. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 114, n. 2, p. 1–21, 2009.

STAMMER, D.; WUNSCH, C.; UEYOSHI, K. Temporal changes in ocean Eddy transports. **Journal of Physical Oceanography**, v. 36, p. 543–550, 2006.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 1999. . Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/1999JC900139>>.

SUN, C.; THRESHER, A.; KEELEY, R.; HALL, N.; HAMILTON, M.; CHINN, P.; TRAN, A.; GONI, G.; PETIT DE LA VILLEON, L.; CARVAL, T.; COWEN, L.; MANZELLA, G.; GOPALAKRISHNA, V.; GUERRERO, R.; RESEGHETTI, F.; KANNO, Y.; KLEIN, B.; RICKARDS, L.; BALDONI, A.; LIN, S.; JI, F.; NAGAYA, Y. The data management system for the global temperature and salinity profile programme. In: OCEANOBS'09, 2009. **Proceedings...** European Space Agency Publication, 2010. Disponível em: <<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/cwp86>>.

SUN, X.; COOK, K. H.; VIZY, E. K. The South Atlantic subtropical high: climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 30, n. 9, p. 3279–3296, 2017.

TANAJURA, C. A. S.; SANTANA, A. N.; MIGNAC, D.; LIMA, L. N.; BELYAEV, K.; XIE, J. The REMO Ocean Data Assimilation System into HYCOM (RODAS_H): general description and preliminary results. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v. 7, n. 5, p. 464–470, 2014. Disponível em: <<http://china.tandfonline.com/doi/abs/10.3878/j.issn.1674-2834.14.0011>>.

TANAJURA, C. A. S.; LIMA, L. N.; BELYAEV, K. Impact on oceanic dynamics from assimilation of satellite surface height anomaly data into the Hybrid Coordinate Ocean Model Ocean Model (HYCOM) over the Atlantic Ocean. **Oceanology**, v. 56, n. 4, p. 509–514, 2016. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1134/S000143701603022X>>.

TSUYUKI, T.; MIYOSHI, T. Recent progress of data assimilation methods in meteorology. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85B, p. 331–361, 2007. Disponível em: <<http://joi.jlc.jst.go.jp/JST.JSTAGE/jmsj/85B.331?from=CrossRef>>.

TURPIN, V.; REMY, E.; LE TRAON, P. Y. How essential are argo observations to constrain a global ocean data assimilation system? **Ocean Science**, v. 12, n. 1, p. 257–274, 2016.

VERNIERES, G.; KOVACH, R.; KEPPELNE, C.; AKELLA, S.; BRUCKER, L.; DINNAT, E. The impact of the assimilation of Aquarius sea surface salinity data in the GEOS ocean data assimilation system. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 10, p. 6974–6987, 2014.

WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; HE, R.; ZAMBON, J. B. Development of a Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport (COAWST) Modeling System. **Ocean Modelling**, v. 35, n. 3, p. 230–244, 2010.

WHITAKER, J. S.; HAMILL, T. M. Ensemble data assimilation without perturbed observations. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 7, p. 1913–1924, 2002. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%282002%29130%3C1913%3AEDAWPO%3E2.0.CO%3B2>>.

WIENDERS, N.; ARHAN, M.; MERCIER, H. Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: Exchanges with the ocean interior. **Journal of Marine Research**, v. 58, n. 6, p. 1007–1039, 2000. Disponível em: <<http://www.ingentaselect.com/rpsv/cgi-bin/cgi?ini=xref&body=linker&reqdoi=10.1357/002224000763485782>>.

XIE, J.; COUNILLON, F.; ZHU, J.; BERTINO, L. An eddy resolving tidal-driven model of the South China Sea assimilating along-track SLA data using the

EnOI. **Ocean Science**, v. 7, n. 5, p. 609–627, 2011.

XU, F. H.; OEY, L. Y. State analysis using the Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) and the three-layer circulation structure of the Luzon Strait and the South China Sea Topical Collection on the 5th International Workshop on Modelling the Ocean (IWMO) in Bergen, Nor. **Ocean Dynamics**, v. 64, n. 6, p. 905–923, 2014.

XU, F. H.; OEY, L. Y.; MIYAZAWA, Y.; HAMILTON, P. Hindcasts and forecasts of Loop Current and eddies in the Gulf of Mexico using local ensemble transform Kalman filter and optimum-interpolation assimilation schemes. **Ocean Modelling**, v. 69, p. 22–38, 2013.

ZAVIALOV, P.; MÖLLER, O.; CAMPOS, E. First direct measurements of currents on the continental shelf of Southern Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 22, n. 14, p. 1975–1986, 2002.

APÊNDICE A - Demonstrações simplificadas da equação da matriz de covariância dos erros da análise (Equação 2.4) e da equação do ganho de Kalman (Equação 2.5)

Suponha que o estado verdadeiro (\mathbf{x}^t), do inglês *true state*, seja subtraído em ambos os lados da equação da análise (Equação 2.3):

$$\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t = \mathbf{x}^f - \mathbf{x}^t + \mathbf{K}[\mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^t - (\mathbf{H}\mathbf{x}^f - \mathbf{H}\mathbf{x}^t)]$$

Definindo $\epsilon_a = \mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t$, $\epsilon_f = \mathbf{x}^f - \mathbf{x}^t$ e $\epsilon_o = \mathbf{y}^o - \mathbf{H}\mathbf{x}^t$, obtém-se:

$$\epsilon_a = \epsilon_f + \mathbf{K}(\epsilon_o - \mathbf{H}\epsilon_f)$$

A matriz de covariância dos erros da análise (\mathbf{P}^a) é inicialmente definida como $\mathbf{P}^a = E(\epsilon_a(\epsilon_a^T)) = \overline{\epsilon_a\epsilon_a^T}$.

$$\overline{\epsilon_a\epsilon_a^T} \approx E([\epsilon_f + \mathbf{K}(\epsilon_o - \mathbf{H}\epsilon_f)][\epsilon_f + \mathbf{K}(\epsilon_o - \mathbf{H}\epsilon_f)]^T)$$

Aplicando a propriedade de operação matricial $(\mathbf{ABC})^T = \mathbf{C}^T\mathbf{B}^T\mathbf{A}^T$:

$$\begin{aligned} \mathbf{P}^a = \overline{\epsilon_a\epsilon_a^T} \approx & [\overline{\epsilon_f\epsilon_f^T} - \overline{\epsilon_f\epsilon_f^T}\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T + \overline{\epsilon_f\epsilon_o^T}\mathbf{K} - \mathbf{K}\overline{\epsilon_f\epsilon_f^T} + \mathbf{K}\overline{\epsilon_f\epsilon_f^T}\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T \\ & - \mathbf{K}\overline{\epsilon_f\epsilon_o^T}\mathbf{K}^T + \overline{\mathbf{K}\epsilon_o\epsilon_f^T} - \overline{\mathbf{K}\epsilon_o\epsilon_f^T}\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T + \mathbf{K}\overline{\epsilon_o\epsilon_o^T}\mathbf{K}^T] \end{aligned}$$

De forma análoga, $\mathbf{P}^f = E(\epsilon_f(\epsilon_f^T)) = \overline{\epsilon_f\epsilon_f^T}$ denota inicialmente a matriz de covariância dos erros da previsão e $\mathbf{R} = E(\epsilon_o(\epsilon_o^T)) = \overline{\epsilon_o\epsilon_o^T}$ a matriz de covariância dos erros das observações. Assumindo que não há covariância entre os erros das observações e da previsão, os termos $\overline{\epsilon_f\epsilon_o^T}\mathbf{K}$, $\mathbf{K}\overline{\epsilon_f\epsilon_o^T}\mathbf{K}^T$, $\mathbf{K}\overline{\epsilon_o\epsilon_f^T}$ e $\overline{\mathbf{K}\epsilon_o\epsilon_f^T}\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T$ são iguais a zero. Portanto, obtém-se a **matriz de covariância dos erros da análise (Equação 2.4)**.

$$\begin{aligned} \mathbf{P}^a &= \mathbf{P}^f - \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T - \mathbf{KHP}^f + \mathbf{KHP}^f\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T + \mathbf{KRK}^T = \\ &= \mathbf{P}^f - \mathbf{KHP}^f - (\mathbf{P}^f - \mathbf{KHP}^f)\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T + \mathbf{KRK}^T = \end{aligned}$$

$$= (\mathbf{P}^f - \mathbf{KHP}^f)(\mathbf{I} - \mathbf{H}^T\mathbf{K}^T) + \mathbf{KRK}^T =$$

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{P}^f(\mathbf{I} - \mathbf{KH})^T + \mathbf{KRK}^T \quad (\text{Equação 2.4})$$

Como as observações são assimiladas para minimizar os erros da análise, o traço da matriz \mathbf{P}^a , *i.e.* $tr(\mathbf{P}^a)$, é mínimo com um \mathbf{K} ótimo. No mínimo, o diferencial do $tr(\mathbf{P}^a)$ em relação à \mathbf{K} deve ser zero, então:

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{K}} tr(\mathbf{P}^a) = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{K}} tr(\mathbf{P}^f - \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T - \mathbf{KHP}^f + \mathbf{KHP}^f\mathbf{H}^T\mathbf{K}^T + \mathbf{KRK}^T) = 0$$

Três propriedades da derivada do traço da matriz são importantes aqui:

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{K}} tr(\mathbf{AK}^T) = \mathbf{A},$$

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{K}} tr(\mathbf{KA}) = \mathbf{A}^T,$$

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{K}} tr(\mathbf{KAK}^T) = \mathbf{KA}^T + \mathbf{KA}.$$

Como $\mathbf{P}^f = (\mathbf{P}^f)^T$ e $\mathbf{R} = \mathbf{R}^T$, então:

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{K}} tr(\mathbf{P}^a) = -\mathbf{P}^f\mathbf{H}^T - \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{KHP}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{KHP}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{KR} + \mathbf{KR}$$

$$\frac{d\mathbf{P}^a}{d\mathbf{K}} = -2\mathbf{P}^f\mathbf{H}^T + 2\mathbf{KHP}^f\mathbf{H}^T + 2\mathbf{KR}$$

Igualando a zero, obtém-se a **equação do ganho de Kalman (Equação 2.5)**:

$$2(\mathbf{KHP}^f\mathbf{H}^T - \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{KR}) = 0$$

$$\mathbf{K}(\mathbf{HP}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{R}) = \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T$$

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^f\mathbf{H}^T(\mathbf{HP}^f\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (\text{Equação 2.5})$$