

## Uma investigação das incertezas associadas à modelagem numérica dos oceanos através de experimentos de previsão e assimilação de dados por conjuntos no Atlântico Sudoeste

Leonardo Nascimento Lima<sup>1</sup>  
Luciano Ponzi Pezzi<sup>1</sup>  
Stephen Gregory Penny<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Caixa Postal 515 - 12227-010 - São José dos Campos - SP, Brasil  
leonasclima@gmail.com  
luciano@dsr.inpe.br

<sup>2</sup>National Centers for Environmental Prediction  
Código Postal 20740 - College Park - MD, Estados Unidos  
steve.penny@noaa.gov

**Abstract.** Numerical ocean models incorporate errors originating from different sources (e.g. atmospheric forcing, physics parameterizations, boundary conditions, bathymetry, numerical error). Data assimilation provides an important tool for correcting the numerical representation generated by the ocean model itself. In this study, ensemble experiments were performed by using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) in the Southwest Atlantic Ocean (55°S – 5°S; 70°W – 20°W), with the aim to investigate uncertainties in the ocean state that derived from perturbations in atmospheric forcing and ocean bathymetry. Ensemble experiments that incorporated different atmospheric perturbations exhibited the main qualitative differences between the members during the first months of integration. The wind component perturbations dominated and provoked the greatest impact in the ocean ensemble spread as compared with other atmospheric variables. Even though as a terrain-following vertical coordinate model, ROMS proved to be more sensitive to perturbations in bathymetry, particularly in shallow waters. Next, the Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) was applied to ROMS to examine the impact of observed temperature and salinity (TS) profiles on a regional ocean analysis. The assimilation of TS profiles improved the thermohaline representation. For example, the area-averaged root mean square deviation of temperature was 2.30°C for the free model run and was reduced to 0.95°C for the LETKF analyses. The next step will be to assimilate the Sea Surface Temperature (SST) and Absolute Dynamic Topography (ADT) observation data to provide further constraints on the ocean mesoscale in the study region.

**Palavras-chave:** Brazil-Malvinas confluence, ensemble Kalman filter, oceanic regional modeling, confluência Brasil-Malvinas, filtro de Kalman por conjuntos.

### 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 (e.g. satélites, sistema Argo), com mecanismos de entrega de dados em tempo real; (ii) os avanços na modelagem numérica dos oceanos e a evolução dos códigos dos modelos de circulação geral do oceano (MCGO) (Haidvogel et al. 2000; Shchepetkin e 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. 2011); (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 capacidade da oceanografia por satélites, permitindo a aquisição de dados com alta cobertura espacial e temporal, como por exemplo as observações de nível do mar, temperatura superficial do mar (TSM) e salinidade superficial do mar (SSM) provenientes, respectivamente, das missões Jason, Aqua e Aquarius (<http://podaac.jpl.nasa.gov/>). Juntamente, o desenvolvimento do sistema Argo, composto por flutuadores autônomos, e de outras plataformas de observação *in situ*, foi importante para a representação dos campos de

temperatura (T) e salinidade (S), principalmente em subsuperfície (Le Traon 2013). No entanto, mesmo com os avanços dos sistemas de observação global, ainda existem regiões oceânicas pobremente conhecidas, principalmente aquelas situadas no hemisfério sul.

Com a evolução da modelagem numérica, as simulações tornaram-se mais realísticas e permitiram o estudo de uma série de processos oceânicos (e.g. jatos, vórtices e ondas de Rossby). Entretanto, embora atualmente os MCGOs sejam altamente sofisticados, incluindo melhorias nas parametrizações dos 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). Em geral, os MCGOs incorporam erros de diferentes fontes (e.g. forçantes atmosféricos, parametrizações físicas, condições de contorno, batimetria, erros numéricos). Desta forma, a assimilação de dados tem sido cada vez mais uma ferramenta importante nos estudos de processos oceânicos.

Os métodos de assimilação de dados combinam de forma ótima ou sub-ótima, em um sentido matemático, campos derivados de modelos numéricos com dados observados e produzem novos campos, as análises, com erros menores em relação àqueles criados pelo próprio 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. Portanto, a assimilação serve para completar o monitoramento, permitindo um melhor estudo de processos oceanográficos importantes.

### 1.1 Região de Estudo

Neste estudo, o ROMS é configurado sobre o domínio de 55°S a 5°S e 70°W a 20°W, compreendendo a região Atlântico Sudoeste (ATS). Na região adjacente à costa do Brasil, existem a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente Norte do Brasil, resultado da bifurcação da Corrente Sul-equatorial (CSE) em seu fluxo para oeste ao longo do Atlântico Sul. Segundo Silveira et al. (2000), ao nível da Água Tropical 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 Água Central do Atlântico Sul, 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 e resultando na Sub-corrente Norte do Brasil. Ao sul da Cadeia Vitória-Trindade, a CB apresenta um padrão bastante energético que, frequentemente, resulta na formação de intensos meandros e vórtices. Uma destas características é o Vórtice ciclônico de Vitória, primeiramente descrito por Schmid et al. (1995). Ao nível da Água Intermediária Antártica (AIA), a bifurcação alcança latitudes mais ao sul e gera a Corrente de Contorno Intermediária, a qual flui para o norte. Stramma e England (1999) centram o eixo da bifurcação da AIA ao sul de 25°S. Próximo à profundidade de 2000 metros, a Corrente de Contorno Oeste Profunda do Atlântico Sul transporta águas da Água Profunda do Atlântico Norte em direção ao sul (Silveira et al. 2000).

Entre aproximadamente 30° e 50°S e 40 e 60°W está presente a Confluência Brasil-Malvinas (CBM), o encontro da CB fluindo para o sul carregando águas relativamente quentes e de alta salinidade com a Corrente das Malvinas (CM) fluindo em direção ao norte transportando águas relativamente frias e de baixa salinidade. 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. 2009).

## 1.2 Objetivos

Neste estudo, experimentos numéricos oceânicos por conjuntos são executados usando o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) no ATS com os seguintes objetivos: (1) investigar as incertezas no modelo oceânico que são derivadas de perturbações nos forçantes atmosféricos e na batimetria oceânica; (2) Aplicar o *Local Ensemble Transform Kalman Filter* (LETKF) (Hunt et al. 2007) no ROMS para avaliar o impacto da assimilação de dados *in situ* e satelitais na representação do estado oceânico.

## 2. Materiais e Métodos

Esta seção apresenta as configurações do modelo oceânico e as principais equações do método de assimilação de dados. Em seguida, são apresentadas as configurações dos experimentos por conjuntos realizados com o ROMS na região ATS.

### 2.1 Modelo Oceânico

O ROMS é um MCGO, 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 e McWilliams 2005).

Os experimentos realizados neste estudo empregam o ROMS com resoluções vertical de 30 níveis e horizontal de  $1/12^\circ$  (*eddy-resolving*). Em geral, as integrações têm utilizado forçantes atmosféricos 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 a partir dos forçantes superficiais usando uma fórmula *bulk*, descrita em Fairall et al. (2003). Como condições de contorno laterais oceânicas, são empregados campos médios mensais de T, S, velocidade e altura da superfície do mar (ASM) derivados do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) (Carton e Giese 2008). Finalmente, os experimentos utilizam a batimetria derivada do ETOPO1 (Amante e Eakins 2009).

### 2.2 Método de Assimilação de Dados

O princípio básico para a assimilação de dados é mostrado pela equação da análise (Equação 1). O LETKF é um método derivado do *Ensemble Kalman Filter* (EnKF) que segue este mesmo princípio.

$$X^a = X^b + K[y^o - H(X^b)], \quad (1)$$

onde  $X^a$  é a análise,  $X^b$  é a previsão ou *background*,  $K$  é a função peso ou ganho de Kalman,  $y^o$  são as observações e  $H$  é o operador da observação que realiza a interpolação e transformação das variáveis do modelo para o espaço das observações.

A matriz  $K$  é definida pela Equação 2.

$$K = P^b H^T (H P^b H^T + R)^{-1} \quad (2)$$

onde  $P^b$  e  $R$  são as matrizes de covariância dos erros do modelo e das observações, respectivamente. O EnKF torna possível o filtro de Kalman computando  $P^b$  de uma maneira mais barata através de um conjunto. No tempo  $t_{n-1}$ , um conjunto de  $m$  membros de condições iniciais,  $[X_{n-1}^{a(i)}, i = 1, 2, \dots, m]$ , é selecionado de modo que o espalhamento do conjunto ao redor da média  $\bar{X}_{n-1}^a$  acuradamente representa  $P_{n-1}^b$ . Então, os membros do conjunto são propagados usando o modelo não-linear, neste estudo o ROMS, para gerar um conjunto de previsões  $[X_n^{b(i)}, i = 1, 2, \dots, m]$ . Então as estimativas de  $\bar{X}^b$  e  $P_n^b$  são:

$$\bar{X}^b = m^{-1} \sum_{i=1}^m X^{b(i)} \quad (3)$$

$$P^b = (m - 1)^{-1} \sum_{i=1}^m [X^{b(i)} - \bar{X}^b][X^{b(i)} - \bar{X}^b]^T \quad (4)$$

A demonstração de como chegar às equações do LETKF a partir do EnKF é detalhada por Tsuyuki e Miyoshi (2007). O LETKF separa o domínio físico de um MCGO em domínios locais. Cada ponto de grade tem o seu domínio local e a equação da análise é resolvida explicitamente localmente para cada domínio. Utilizando esta abordagem, um importante objetivo do LETKF é a otimização da performance computacional do EnKF sem perda de acurácia. A localização espacial é implementada explicitamente, considerando somente as observações a partir de uma região circundante aos pontos de grade da análise (Miyoshi et al. 2007). Primeiramente, é dado um peso igual a 1 para observações localizadas sobre o ponto de grade da análise, diminuindo o peso dado as observações situadas até uma distância  $d = 2 \times \sqrt{\frac{10}{3}} \sigma$  em relação ao ponto de grade. Em  $d$  o peso é zero, portanto, as observações localizadas a uma distância maior que  $d$  não são consideradas em um determinado ponto de grade da análise. Além disso, os erros das observações são aumentados na matriz  $\mathbf{R}$  quanto maior for

distância da observação ao ponto de grade, seguindo a fórmula  $e^{-\frac{1}{2} \left[ \left( \frac{d_h}{\sigma_h} \right)^2 + \left( \frac{d_v}{\sigma_v} \right)^2 \right]}$ , onde  $d_h$  e  $d_v$  são as distâncias horizontal e vertical da observação para o ponto de grade da análise, e  $\sigma_h$  e  $\sigma_v$  são escalas de localização horizontal e vertical, respectivamente.

### 2.3 Investigação das Incertezas Através de Experimentos por Conjuntos

Para investigar as incertezas derivadas de um MCGO na região de estudo, diversos experimentos por conjuntos são conduzidos com o ROMS. Experimentos iniciais não incluem assimilação de dados, mas incluem perturbações nos campos atmosféricos ou batimetria. Em seguida, experimentos com assimilação de dados são realizados empregando o ROMS-LETKF. Em todos os experimentos, é utilizado um conjunto de tamanho  $m = 28$ .

#### 2.3.1 Experimentos Incluindo Perturbações

Experimentos sem assimilação de dados iniciam a partir de um conjunto constituído por 28 condições iniciais semelhantes em 01/Jan/2009, i.e., os membros são iguais e o espalhamento inicial do conjunto é zero. Em seguida, perturbações são realizadas nos forçantes atmosféricos e batimetria, separadamente. Cada membro é 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.

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* (R2C) (Compo et al. 2011). Trata-se de uma reanálise constituída por um conjunto de 56 membros. Neste estudo, no entanto, são escolhidos apenas 28 membros da R2C, aleatoriamente. Desta forma, as perturbações são simplesmente as anomalias de cada membro da R2C, as quais são somadas aos campos do CFSR, a cada 6 h, produzindo 28 campos atmosféricos diferentes e que variam com o tempo. Portanto, seis experimentos por conjuntos são conduzidos com o ROMS, incluindo as perturbações nos campos de vento, radiação de onda longa e curta, umidade específica, pressão superficial, temperatura do ar e precipitação, separadamente. Um outro experimento é conduzido com perturbações em todos os forçantes, de forma concomitante.

Em adição, um único experimento por conjuntos inclui perturbações no campo de batimetria. O arquivo de grade, que é fornecido como entrada ao ROMS, inclui uma batimetria criada a partir de uma topografia de alta resolução do ETOPO. Então, duas etapas são necessárias: (i) a suavização e (ii) a interpolação para resolução do modelo,  $1/12^\circ$  neste estudo. Na suavização, alguns filtros são usados, por exemplo, para reduzir o número de montes

submarinos no oceano profundo e para assegurar que não existem ruídos na topografia final, ou problemas podem ocorrer na integração. O usuário pode escolher o número de vezes da passagem desses filtros, o que pode resultar em diferentes batimetrias, entretanto, não há um número ideal. Desta forma, aqui são escolhidas randomicamente 28 combinações dos números de passagens dos filtros de suavização para criar 28 diferentes batimetrias na resolução do ROMS. Finalmente, um experimento por conjuntos é conduzido e a topografia que é empregada ao longo da integração de cada membro não altera no tempo.

### 2.3.2 Experimentos de Assimilação de Dados

Os experimentos com assimilação de dados iniciam em 01/Jul/2009, utilizando o conjunto derivado do experimento no qual as perturbações são aplicadas concomitantemente em todos os forçantes atmosféricos, citado anteriormente. Após seis meses de integração, o espalhamento do conjunto desse experimento já possui um certo grau de saturação. Desta forma, esse conjunto é empregado na criação de  $P^b$  (Equação 4). Em seguida, o LETKF é aplicado diariamente para assimilar dados de T e S provenientes dos flutuadores Argo, e de TSM e nível do mar oriundos de satélite. Além disso, um experimento controle é realizado sem assimilação de dados.

A assimilação de dados é repetida diariamente. Assim, pode ocorrer a redução do espalhamento, pois os membros do conjunto oceânico convergem para o mesmo estado físico. A redução do espalhamento, pode comprometer o cálculo de  $P^b$ , subestimando esta matriz. Existem diversas maneiras de aumentar a magnitude de  $P^b$ , por exemplo, utilizando técnicas de inflação (Miyoshi 2011). Entretanto, neste trabalho, para evitar a redução do espalhamento do conjunto oceânico, os experimentos com assimilação são realizados persistindo as perturbações nos forçantes atmosféricos ao longo do tempo.

### 3. Resultados e Discussão

Buscando investigar o impacto provocado pelas diferentes perturbações nos experimentos por conjuntos realizados na região ATS, a Figura 1 exhibe o espalhamento do conjunto da temperatura, salinidade e ASM nas regiões I e II, presentes no domínio numérico. De um modo geral, as perturbações das componentes do vento dominam e produzem um maior impacto no espalhamento do conjunto de algumas variáveis oceânicas do ROMS quando comparado com o impacto produzido pelas perturbações realizadas em outros forçantes atmosféricos. No entanto, sendo um modelo de coordenadas verticais que seguem a topografia oceânica, o ROMS prova ser bastante sensível as perturbações na batimetria, particularmente em regiões mais rasas (Tabela 1).

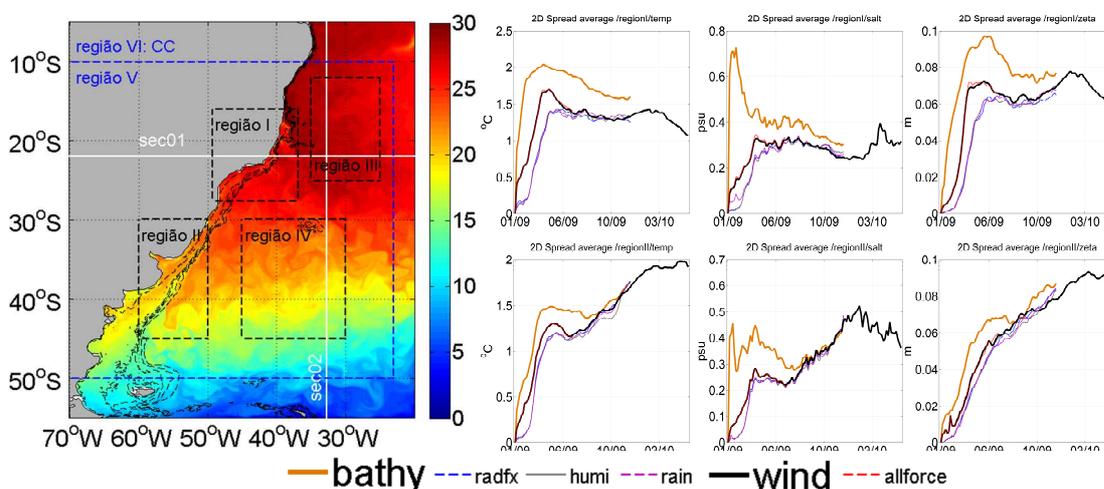


Figura 1. O mapa horizontal representa o campo médio de TSM (em °C) do ROMS em 06/Fev/2009, evidenciando as regiões I a VI ao redor do domínio numérico; as curvas são as

médias espaciais do máximo valor do espalhamento encontrado na coluna d'água vertical em cada ponto de grade de T (°C) e S (PSU), e média espacial do espalhamento da ASM (m), ao longo do tempo, nas regiões I e II. Cada cor representa um experimento incluindo um tipo perturbação no conjunto ( $m = 28$ ).

Avaliando qualitativamente, a dominância do vento está clara nos resultados do espalhamento oceânico na superfície (Figura 2). Por outro lado, os experimentos incluindo perturbações na precipitação (nos fluxos de radiação) produzem um espalhamento relativamente mais alto somente na SSM (TSM). Em menor proporção, as perturbações na umidade específica impactam apenas a TSM (não mostrado). Finalmente, perturbações na pressão e temperatura do ar produzem um impacto relativamente reduzido (não mostrado).

Tabela 1. Valores máximos do espalhamento computados somente para os seis primeiros meses dos experimentos, 01/Jan a 01/Jul/2009. Os resultados são para as regiões I e II.

Perturbações	Máximo valor do espalhamento					
	T (°C)		S (PSU)		ASM (m)	
	I	II	I	II	I	II
Componentes do vento	1,71	1,31	0,33	0,29	0,073	0,059
Fluxos de radiação	1,43	1,20	0,32	0,25	0,064	0,055
Umidade	1,42	1,19	0,31	0,25	0,063	0,057
Precipitação	1,43	1,19	0,32	0,25	0,064	0,054
Todos os forçantes atmosféricos	1,72	1,30	0,35	0,28	0,072	0,060
Batimetria	2,05	1,49	0,72	0,46	0,097	0,068

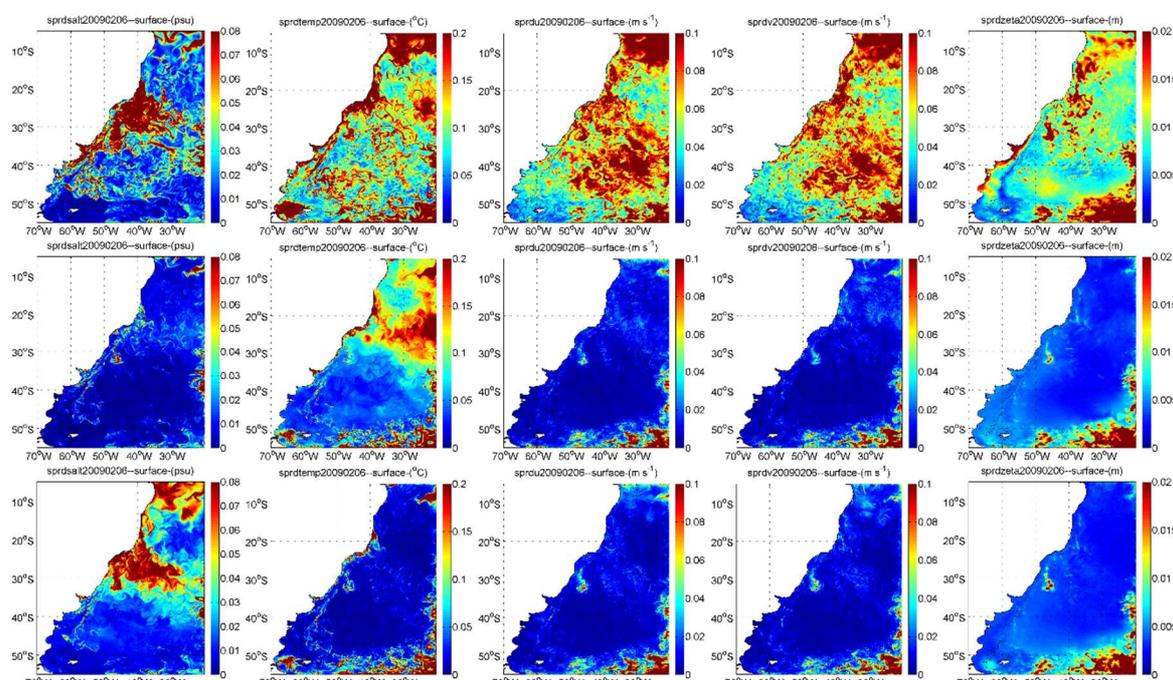


Figura 2. Espalhamento do conjunto ( $m = 28$ ) de diferentes variáveis oceânicas na superfície, em 06/Fev/2009. As colunas 1, 2, 3, 4 e 5 representam os resultados de S (PSU), T (°C), componente u ( $m s^{-1}$ ), componente v ( $m s^{-1}$ ) e ASM (m), respectivamente. As linhas 1, 2 e 3 representam os experimentos incluindo perturbações, respectivamente, nos seguintes forçantes atmosféricos: componentes do vento, fluxos de radiação e precipitação.

Os resultados de assimilação de dados são preliminares e, por enquanto, apenas os resultados da assimilação de T e S são apresentados. A Figura 3 apresenta o perfil vertical médio do *root mean square deviation* (RMSD) para a T e S. A assimilação de perfis verticais produz um impacto positivo, pois as médias dos erros de T e S do experimento controle, 2,30°C e 0,42 PSU, são relativamente maiores que aquelas das análises, 0,95°C e 0,22 PSU e previsões, 1,71°C e 0,36 PSU, do experimento com assimilação. Em geral, os maiores valores de RMSD são encontrados na região da termoclina/haloclina.

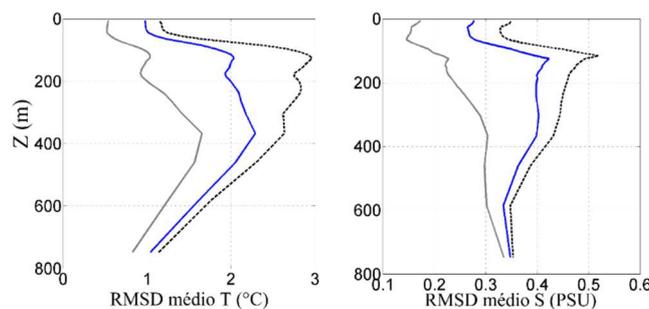


Figura 3. Perfis verticais médios do RMSD de T (°C) (painel esquerdo) e (b) S (PSU) (painel direito). O RMSD é computado de 01/Jul a 01/Set/2009 entre as observações de T e S dos flutuadores Argo e os resultados do experimento controle (preto tracejado), das previsões (azul) e análises (cinza) do experimento com assimilação de dados.

#### 4. Conclusões

Em relação aos forçantes atmosféricos, as perturbações nas componentes do vento provocaram o maior impacto no espalhamento do conjunto oceânico, porém este impacto não superou o impacto produzido devido às perturbações na batimetria oceânica. Após alguns meses de integração, os experimentos apresentaram valores e características espaciais do espalhamento semelhantes. Os maiores valores do espalhamento se concentraram na termoclina/haloclina e na região frontal em torno de aproximadamente 30°S (não mostrado).

Em geral, a assimilação de perfis TS melhorou a representação do estado termohalino. Entretanto, devido a esparsidade das observações *in situ*, novos experimentos estão sendo planejados buscando aumentar a janela de observação da assimilação de perfis T e S, para melhorar a representação do oceano em subsuperfície. Isto será aplicado incluindo a assimilação de observações satelitais de TSM e nível do mar. Portanto, a inclusão da assimilação de dados de superfície em alta resolução espaço-temporal será um passo importante buscando uma melhor representação da mesoescala na região de estudo.

#### Agradecimentos

Esta é uma contribuição do projeto “Estudos Avançados em Oceanografia de Médias e Altas Latitudes” do Edital CAPES Ciências do Mar II no. 43/2013, AUXPE 1992/2014.

#### Referências Bibliográficas

- Amante, C.; Eakins, B.W. **ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis**. Boulder, Colorado: National Geophysical Data Center, 2009. 21 p.
- Carton, J. A.; Giese, B. S. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2999-3017, 2008.
- Compo, G.P; & Co-atoures. The Twentieth Century Reanalysis Project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 1-28, 2011.
- Evensen, G. The Ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation. **Ocean Dynamics**, v. 53, 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, p. 571-591, 2003.
- Griffies, S. M.; & Co-autores. Problems and Prospects in Large-Scale Ocean Circulation Models. In: OceanObs'09 Conference, 2009, Venice, Italy. **Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society**, 2010. Disponível em <<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/Griffies-OceanObs09.cwp.38.pdf>>. Acesso em: 01 nov, 2016.
- Haidvogel, 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, p. 239-281, 2000.
- Hunt, B. R.; Kostelich, E. J.; Szunyogh, I. Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A Local Ensemble Transform Kalman Filter. **Physica D**, v. 230, p. 112-126, 2007.
- Kalnay, E. **Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability**. New York: Cambridge University Press, 2003. 341 p.
- Le Traon, P-Y. From satellite altimetry to Argo and operational oceanography: three revolutions in oceanography. **Ocean Science**, v. 9, p. 901-915, 2013.
- Miyoshi, T. The Gaussian Approach to Adaptive Covariance Inflation and Its Implementation with the Local Ensemble Transform Kalman Filter. **Monthly Weather Review**, v. 139, p. 1519-1535, 2011.
- Miyoshi, T.; Yamane, S.; Enomoto, T. Localizing the Error Covariance by Physical Distances within a Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF). **SOLA**, v. 3, p. 89-92, 2007.
- 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, p. 34-49, 2011.
- Pezzi, L. P.; 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-Atmospheres**, v. 114, D19103, 2009.
- 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, p. 16–30, 2007.
- Saha, S.; & Co-autores. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015–1057, 2010.
- Schmid, C.; Schäfer, H.; Zenk, W.; Podestá, G. The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, p. 2532–2546, 1995.
- Silveira, I. C. A.; Schmidt, A. C. K.; Campos, E. J. D.; de Godoi, S. S.; Ikeda, Y. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, p. 171-183, 2000.
- Shchepetkin, A. F.; McWilliams, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modeling**, v. 9, p. 347-404, 2005.
- Stramma, L.; England, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 104, p. 20863–20883, 1999.
- 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.