



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE OCEANOGRAFIA**

DAVI MIGNAC CARNEIRO

**ESTUDO DO IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DO
SISTEMA ARGO EM PREVISÕES DE CURTO PRAZO DO
MODELO HYCOM SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO**

Salvador
2011

**ESTUDO DO IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DO
SISTEMA ARGO EM PREVISÕES DE CURTO PRAZO DO
MODELO HYCOM SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia,
Instituto de Geociências, Universidade Federal da
Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de
Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

Salvador
2011

DAVI MIGNAC CARNEIRO

ESTUDO DO IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DO SISTEMA ARGO EM PREVISÕES DE CURTO PRAZO DO MODELO HYCOM SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO

Monografia aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

Clemente Augusto Souza Tanajura – Orientador
Doutor em Meteorologia pela University of Maryland, EUA
Universidade Federal da Bahia

Carlos Alexandre Domingos Lentini
Doutor em Oceanografia Física e Meteorologia pela University of Miami
Universidade Federal da Bahia

Konstantin Pavlovich Belyaev
Doutor em Matemática pela University of Moscow
Universidade Federal da Bahia

Salvador, 14 de dezembro de 2011

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer especialmente a minha mãe e ao meu pai, por terem me acompanhado e me dado todo o suporte necessário ao longo da minha jornada na faculdade e durante a elaboração deste trabalho.

A toda minha família pelo apoio e pelos conselhos cruciais ao longo do meu amadurecimento como profissional, em especial a minha tia e a minha namorada.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura, por ter acreditado no meu potencial e pelo grande aprendizado que obtive durante a faculdade e durante a elaboração desse trabalho. Espero que esse trabalho seja o primeiro de inúmeros que virão pela frente.

A rede REMO pela bolsa e pela grande oportunidade de poder trabalhar com excelentes pesquisadores em Oceanografia Física no Brasil.

Aos grandes amigos que fiz durante a minha jornada na faculdade, entre eles, Mateus Lima, Filipe Costa, Rafael Campos, Lucas Rocha, Bruno Balbi, Leonardo Lima e Luís Otávio Ramos Gavaza. Estes dois últimos, meu agradecimento pela grande ajuda e discussão durante a programação e a integração do modelo.

A todos os professores do curso de Oceanografia da UFBA que me transmitiram seus conhecimentos, em especial o Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa e a Prof. Dra. Vanessa Hatje, os quais foram fundamentais para o meu amadurecimento como profissional.

Em especial, gostaria de dedicar este trabalho ao meu avô Alfredo Mignac (*in memoriam*) pelos inúmeros conselhos e por sempre me fazer acreditar nos meus objetivos. Com ele, aprendi que nada é impossível para quem está disposto a superar obstáculos e a correr atrás dos seus objetivos de vida.

RESUMO

O impacto da assimilação de dados de temperatura e salinidade do sistema Argo na previsibilidade de curto-prazo do modelo oceânico Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) sobre a METAREAV do Oceano Atlântico foi investigado neste trabalho. Dois experimentos de previsão foram realizados para o período de 1 de janeiro até 31 de março de 2011, um de controle sem assimilação e outro com assimilação chamado apenas de previsão. Os experimentos partiram da mesma condição inicial em 1 de janeiro de 2011 e usaram as forçantes do modelo *Global Forecast System* (GFS) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP/NOAA). Na previsão, os dados do sistema Argo foram assimilados em níveis z padrão de Levitus através do método de Bergthorsson e Döös, no qual a matriz de pesos é prescrita, de forma que a análise é sub-ótima. A qualidade da previsão, da análise e do controle foi investigada objetivamente comparando os resultados do modelo com os resultados de análises globais, dados observados *in situ* e por sensoriamento remoto. O método de assimilação de dados (MAD) empregado foi capaz de corrigir o estado do modelo na direção das observações, já que foram observadas grandes reduções do erro da análise em relação ao controle nos locais dos perfiladores Argo. A maior acurácia das análises proporcionou um ganho de previsibilidade em relação ao controle nos locais das observações Argo, especialmente com relação à salinidade. Na comparação dos resultados com as bóias do PIRATA, o impacto da assimilação na temperatura foi mínimo, enquanto que a salinidade apresentou erros menores do que a análise do HYCOM+NCODA. A previsão com assimilação evidenciou avanços positivos na temperatura da superfície do mar e no conteúdo de calor, reduzindo o forte viés positivo apresentado por ambas às variáveis, especialmente no oceano Atlântico Equatorial Oeste. Embora essa redução não seja suficiente para que o modelo siga a mesma tendência sugerida pelas análises globais ao longo dos três meses de integração, o MAD empregado já seria capaz de prover uma reanálise de melhor qualidade do que o controle puramente. Contudo, o MAD não conseguiu promover nenhuma modificação significativa na altura da superfície do mar (ASM) do modelo. Assim, o impacto da assimilação na circulação do oceano Atlântico Equatorial Oeste foi mínimo, o que sugere a necessidade de uma assimilação multivariada que considere a alteração mais significativa da espessura das camadas isopícnais e dados de ASM.

Palavras-chave: Assimilação de Dados; Argo; HYCOM; Oceanografia Operacional.

ABSTRACT

The impact of Argo data assimilation on the short-range forecasts into a Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) over the Atlantic Ocean, especially over the METAREAV, was investigated in this work. Two forecast experiments were performed from January 1 to March 31 of the year 2011: a control run without data assimilation and a run with data assimilation, called by the name of forecast only. Both experiments used the same initial condition on January 1 and the same forcings were provided from the Global Forecast System (GFS), which is a model from the *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP/NOAA). In the forecast, the Argo data were assimilated on the Levitus standard depth levels using the Bergthorsson and Döös scheme, in which one the weight matrix is prescribed in order to generate a sub-optimal analysis. The forecast, the analysis and the control quality were investigated objectively comparing the model results with global analysis, *in situ* measurements and remote sensing results. The data assimilation method (DA) used was able to correct the model towards the observations, since was observed big reductions of the analysis error at the Argo data points. The higher accuracy of the analysis provided a gain of predictability at these same Argo data points related to the control run, especially when it's considered the salinity variable. Comparing the model results with PIRATA buoys data, it was possible to see that the impact of data assimilation on the temperature was minimal, whereas the salinity presented the lowest errors, even when it's compared with the HYCOM+NCODA analysis. The experiment with data assimilation showed positive impacts on the sea surface temperature and the heat content, reducing the strong and positive bias presented by both variables, especially in the West Equatorial Atlantic. Although this reduction is not enough to the model follow the same trend suggested by the global analysis during the three months of integration, the DA used would already be able to provide a higher quality reanalysis than the control run itself. However, since the DA was not able to change significantly the model sea surface height (SSH), the impact of data assimilation on the circulation of the West Equatorial Atlantic was minimal. This fact indicates an extreme need to perform a multivariate data assimilation, which must consider the most significant change in the model layer thickness and the SSH data.

Keywords: Data assimilation; Argo; HYCOM; Operational Oceanography.

SUMÁRIO

1. Introdução	13
2. Caracterização da Área de Estudo	18
2.1. METAREAV	18
2.2. Giro subtropical do Atlântico Sul	18
2.3. Atlântico Equatorial Oeste	19
2.3. Estrutura vertical de massas de água	21
3. Metodologia	24
3.1. Modelo Dinâmico	24
3.2. Dados de perfiladores Argo	25
3.3. Configurações dos experimentos de previsão	26
3.4. Método de Assimilação de Dados	29
3.5. Avaliação das previsões	32
4. Resultados e Discussão	35
4.1. TSM e AASM	37
4.2. Temperatura e salinidade de sub-superfície	41
4.3. Atlântico Equatorial Oeste	51
4.3.1. Diagrama TS	51
4.3.2. Conteúdo de Calor	53
4.3.3. Retroflexão da CNB e a CCNE	56
4.3.4. Seções de velocidade e transporte de volume	60
5. Conclusão	66
6. Referências Bibliográficas	69

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Valores das densidades potenciais de referência σ_θ (kg/m ³) que definem as camadas configuradas para o modelo HYCOM com 1/12° de resolução horizontal.	27
Tabela 2: Latitude e Longitude das bóias PIRATA utilizadas na validação das integrações.	33

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa da costa do Brasil. A região da METAREAV está definida pela linha pontilhada. 18
- Figura 2: Representação do Giro Subtropical do oceano Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991). Extraído de Silveira *et al.* (2000). 19
- Figura 3: Representação da circulação do Oceano Atlântico Tropical Oeste com algumas das principais correntes que ocorrem na região. As linhas em vermelho e em azul representam as correntes que transportam água quente e água fria, respectivamente. Estão representadas a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Corrente Norte do Brasil de Sub-superfície (CNBSS), a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), a Corrente Norte Equatorial de Sub-superfície (CNESS), a Corrente Equatorial de Sub-superfície (CESS), a Corrente Sul Equatorial (CSE) e a Corrente Profunda de Contorno Oeste (CPCO). Adaptado de Dengler *et al.* (2004). 20
- Figura 4: Representação da circulação do Oceano Atlântico entre 20°S e 5°N, compreendendo os níveis entre 100 e 500 m. Estão representadas a Corrente Norte Equatorial de Sub-superfície (CNESS), a Corrente Equatorial de Sub-superfície (CESS), a Corrente Sul Equatorial de Sub-superfície (CSESS), a Corrente Sul Equatorial (CSE), com seu ramo norte (nCSE), equatorial (eCSE), central (cCSE) e sul (sCSE), a Contra-Corrente Sul Equatorial (CCSE), a Corrente Norte do Brasil de Sub-superfície (CNBSS) e a Corrente do Brasil (CB). Adaptado de Stramma e Schott (1999). 22
- Figura 5: Diagrama T-S em °C e PSU espalhado de radiais oceanográficas em 19°S (círculos) e ao largo de Cabo Frio (cruzes) de acordo com Evans *et al.* (1983). Extraído de Silveira *et al.* (2000). 23
- Figura 6: Representação de uma seção vertical obtida com o modelo HYCOM. As linhas pretas representam as coordenadas verticais e as cores mostram a densidade potencial em unidade de kg/m³. Extraído de Albretsen *et al.* (2004). 24

Figura 7: Esquema com uma grade de pontos (círculos), observações irregularmente distribuídas (quadrados pretos) e um raio de influência em torno de um ponto i . Apenas as observações contidas no raio de influência irão afetar a análise calculada para o ponto i . Adaptado de Kalnay (2003).	30
Figura 8: Esquema representando o HYCOM em uma configuração de duas camadas. Os valores d_1 e d_2 definem as espessuras das camadas, enquanto que P_1 e P_2 representam as profundidades do centro de cada camada.	32
Figura 9: Fluxograma da previsão operacional com o experimento de assimilação do Argo. As letras p , z e ρ simbolizam as coordenadas verticais de pressão, profundidade e de densidade, respectivamente.	33
Figura 10: Mapa da METAREA V com as observações utilizadas para a validação do controle e da previsão. Os pontos em cinza e as cruzes em vermelho se referem aos perfiladores Argo e as bóias do PIRATA, respectivamente, no período de 1 de janeiro até 31 de março de 2011.	35
Figura 11: Número diário de perfiladores Argo na METAREAV, tomando 100 m como a profundidade de referência. A linha preta tracejada representa a média do número diário de perfiladores, considerando o período de 01 de janeiro até 31 de março de 2011.	36
Figura 12: Mapa médio de TSM ($^{\circ}\text{C}$) do (a) controle, (b) previsão do experimento com assimilação e (c) dados do OSTIA para o período de 2 janeiro a 31 de março de 2011.	37
Figura 13: Erro médio diário de TSM ($^{\circ}\text{C}$) do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul) em relação aos dados do OSTIA para o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011.	38
Figura 14: Mapa médio de AASM (m) do (a) controle, (b) previsão do experimento com assimilação e (c) dados do AVISO para o período de 2 janeiro a 31 de março de 2011.	39
Figura 15: RMSE diário de AASM (m) do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul) em relação aos dados do AVISO para o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011.	40

- Figura 16: Estrutura vertical diária do RMSE de temperatura (°C) em relação aos dados do Argo na METAREAV para 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, análise e previsão com assimilação, respectivamente. As lacunas em branco correspondem à ausência de dados do Argo. 42
- Figura 17: Estrutura vertical diária do RMSE de salinidade (PSU) em relação aos dados do Argo na METAREAV para 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, análise e previsão com assimilação, respectivamente. As lacunas em branco correspondem à ausência de dados do Argo. 43
- Figura 18: Perfis de RMSE de temperatura (°C) e salinidade (PSU) da análise (azul-claro), do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul-escuro) em relação aos dados do Argo para 2 de Janeiro a 31 de março de 2011 na METAREAV. O RMSE do HYCOM+NCODA está em verde. 45
- Figura 19: Perfis de RMSE de temperatura (°C) e salinidade (PSU) da análise (azul-claro), do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul-escuro) em relação aos dados do PIRATA para 2 de janeiro a 31 de março de 2011 na METAREAV. O RMSE do HYCOM+NCODA está em verde. 46
- Figura 20: Diferença diária do RMSE de temperatura (°C) e salinidade (PSU) em relação ao ARGO (a) e (b) e PIRATA (c) e (d) entre previsão e controle (cinza) e entre análise e controle (preto tracejado). O RMSE do Argo vai até o nível de 2000 m para temperatura e salinidade, enquanto que nas bóias PIRATA é até 500 m para temperatura e 120 m para salinidade. A linha preta se refere à linha do zero e valores negativos indicam melhoras em relação ao controle. 50
- Figura 21: Mapa médio da diferença entre previsão e controle para a temperatura (a), (b) e (c) e para a salinidade (d), (e) e (f) em 20, 100 e 300 m, respectivamente, considerando o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011. 51
- Figura 22: Diagrama TS médio nos locais dos perfiladores Argo situados entre 7°S e 7°N, 55°W e 20°W, para o período de 2 de janeiro até 31 de 52

março de 2011. As legendas com estrelas em cinza, xis em vermelho, triângulos em azul e círculos em verde correspondem ao Argo, controle, previsão com assimilação e análise, respectivamente.

Figura 23: Mapa médio do conteúdo de calor (J/m^2) nos 300 primeiros metros da coluna d'água para a região delimitada entre $7^\circ S$ e $7^\circ N$, $55^\circ W$ e $20^\circ W$, considerando o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e a análise do HYCOM+NCODA, respectivamente. 54

Figura 24: Conteúdo de calor diário (J/m^2) nos 300 primeiros metros da coluna d'água do controle (vermelho), da previsão com assimilação (azul) e do HYCOM+NCODA (verde) para a região delimitada entre $7^\circ S$ e $7^\circ N$, $55^\circ W$ e $20^\circ W$, no período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011. 56

Figura 25: Campo médio da velocidade (m/s) em superfície para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011 na porção do Atlântico Equatorial Oeste incluída na METAREAV. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA. 57

Figura 26: Campo médio da velocidade (m/s) em 100 m para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011 na porção do Atlântico Equatorial Oeste incluída na METAREAV. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA. 59

Figura 27: Média da velocidade meridional (m/s) em $5^\circ S$ para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA. A linha preta tracejada indica o contorno de 0 m/s. 61

Figura 28: Média da velocidade zonal (m/s) em $35^\circ W$ para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA. A linha preta tracejada indica o contorno de 0 m/s. 63

Figura 29: Climatologia dos campos de vento (N/m^2) para setembro, baseado nos dados do QuikSCAT. Extraído de Urbano *et al.* (2006). 64

1. Introdução

O entendimento do sistema oceano-atmosfera é de grande importância para as previsões de tempo e clima. Os oceanos desempenham um papel central no sistema climático visto que efetuam importantes trocas de calor, água, momentum e de gases estufa com a atmosfera (Marshall e Plumb, 2008). Fenômenos como o *El Niño* e o efeito estufa são claros exemplos da importância dos oceanos na variabilidade do clima presente e futuro, pois são fenômenos acoplados do sistema oceano-atmosfera que podem ser alterados principalmente devido ao aumento acelerado da concentração de CO₂ na atmosfera, o qual está relacionado às atividades humanas nas últimas décadas (Cane e Zebiak, 1988; IPCC, 2007).

Dessa forma, em virtude da crescente preocupação da sociedade com a sustentabilidade do meio ambiente, o acesso às informações do estado atual e futuro dos oceanos vem se constituindo como uma importante ferramenta para auxiliar decisões em setores produtivos da economia e em diversos estudos ambientais. Dados acurados sobre a variabilidade dos oceanos, produzidos por previsões numéricas de curto- e médio-prazo, podem ser de grande utilidade para: (i) o setor petrolífero, onde as informações oceanográficas oferecem apoio às operações de exploração *offshore* e à mitigação de impactos ambientais de possíveis acidentes de derramamentos de óleo; (ii) segurança da navegação; (iii) busca e salvamento; (iv) turismo; (v) atividades militares; (vi) estudos climáticos, entre outros.

Assim, em função da importância da previsão oceânica para diversos setores da sociedade, existe uma grande motivação para o desenvolvimento e aplicação da Oceanografia Operacional, cuja missão é fornecer produtos e serviços através do constante monitoramento do estado dos oceanos (Chassignet *et al.*, 2009; Hernandez *et al.*, 2009). Estas informações, adquiridas através de previsões das variáveis oceânicas, devem ser processadas de forma rotineira e com regularidade suficiente para que os usuários possam utilizá-las para seus fins (Schiller e Brassington, 2011). A Oceanografia Operacional envolve a implementação e manutenção de sistema de observação, os modelos previsores da circulação atmosférica e oceânica, e métodos de assimilação de dados (MADs).

Em função da grande dimensão espacial dos oceanos e do grande custo para a manutenção de sistemas observacionais, os modelos numéricos da circulação são empregados para a realização de previsões oceânicas (Miller, 2007). Estudos de

modelagem numérica ao longo das últimas décadas produziram avanços na qualidade dos modelos oceânicos, principalmente devido à maior disponibilidade de recursos computacionais e à melhoria do conhecimento sobre os processos físicos responsáveis pela variabilidade oceânica. O aspecto mais notável dessa progressão foi a implementação de sistemas com alta resolução espacial e temporal, capazes de incorporar contornos realísticos da linha de costa e da batimetria, e que são forçados por dados observados ou campos de modelos atmosféricos em escalas de tempo relativamente pequenas (Chassignet *et al.*, 2006; Dombrowsky *et al.*, 2009).

Desse modo, com o avanço da tecnologia computacional, a qualidade dos modelos de circulação oceânica tem experimentado grandes avanços e tem produzido resultados cada vez mais acurados. Entretanto, a sua previsibilidade, isto é, a sua capacidade previsora, é extremamente dependente não apenas da qualidade do modelo, mas também das suas condições de contorno e da condição inicial, tendo em vista a natureza caótica do sistema oceano-atmosfera (Kalnay, 2003). A condição inicial, antes produzida subjetivamente com dados climatológicos e observações *in situ*, hoje é construída com o uso dos MADs.

Os MADs são técnicas matemáticas que combinam, de forma ótima ou sub-ótima, campos de modelos com dados observados, e produzem novos campos, as análises objetivas, visando corrigir o estado do modelo na direção das observações (Daley, 1991; Kalnay, 2003; Evensen, 2004). Em outras palavras, os MADs buscam aprimorar a representação da circulação e do estado físico dos oceanos e atmosfera produzida puramente pelos modelos numéricos. Uma vez que as análises objetivas são mais acuradas que os campos produzidos puramente pelos modelos, elas são usadas operacionalmente para prover condições iniciais de melhor qualidade para os sistemas previsores. Assim, os MADs são de enorme importância para a previsão oceânica e atmosférica, pois a previsibilidade depende estritamente da condição inicial empregada (Kalnay *et al.*, 1996; Kalnay, 2003). Conseqüentemente, os MADs, através da melhoria da previsibilidade, podem contribuir para o fornecimento de condições de contorno mais acuradas para modelos regionais e costeiros de maior resolução, o que resulta no aumento da capacidade previsora de fenômenos como ressacas, plumas de água doce e áreas de ressurgência (Chassignet *et al.*, 2006)

Ainda, o emprego da assimilação de dados pode oferecer diagnósticos mais precisos sobre a variabilidade dos oceanos, bem como contribuir para o melhor entendimento dos mecanismos físicos responsáveis por essa variabilidade (Daley, 1991; Chassignet *et al.* 2007). Dessa forma, feições como a profundidade da camada

de mistura, o posicionamento das correntes e parâmetros como o conteúdo de calor podem ser mais bem representados com o uso de MADs. Por exemplo, o conteúdo de calor dos oceanos é uma variável climática de extrema importância, pois desempenha papel primordial na troca de umidade entre oceano e atmosfera, e tem influência direta na intensidade e direção dos ventos (Yu e Mechoso, 2001; Hasegawa e Hanawa, 2003). Por isso, a variabilidade do conteúdo de calor do oceano Atlântico Tropical é vista como um dos principais parâmetros que afetam a precipitação do Hemisfério Ocidental (Wang *et al.*, 2006).

Um dos grandes fatores responsáveis pelo amplo avanço dos sistemas oceânicos de assimilação de dados, além da evolução dos modelos numéricos e dos recursos computacionais, foi a implantação de sistemas globais de observação, com produtos disponíveis em tempo real e/ou quase-real (Dombrowsky *et al.*, 2009). Para o desenvolvimento da Oceanografia Operacional, é extremamente importante que as informações observacionais sejam de alta qualidade e estejam disponíveis rotineiramente, pois a quantidade, qualidade e disponibilidade dos dados observados irão afetar diretamente a qualidade das análises e das previsões oceânicas (Schiller e Brassington, 2011). Dessa forma, os sistemas de assimilação de dados devem considerar preferencialmente todos os dados observados disponíveis, obtidos por medidas *in situ* ou através de sensoriamento remoto.

Os dados de sensoriamento remoto, ou de satélites, fornecem estimativas sobre diversas grandezas físicas dos oceanos, como por exemplo, a concentração de clorofila, a temperatura da superfície do mar (TSM), a altura de onda e altura da superfície do mar (ASM). Apenas as informações obtidas através de sensoriamento remoto podem prover observações em alta resolução espacial e temporal, cobrindo vastas regiões oceânicas (Le Traon, 2009). Contudo, estas observações são insuficientes para caracterizar a variabilidade de sub-superfície (Chassignet *et al.*, 2006, Costa 2010). Por isso, é relevante a assimilação de perfis verticais de temperatura e salinidade, coletados por *Expendable bathythermographs* (XBTs), navios de oportunidade, por perfiladores Argo e por bóias ancoradas, como as do *Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (PIRATA). As medições *in situ* são também empregadas para calibrar e validar as observações de satélites, embora exista um grande obstáculo para utilizá-las em sistemas de previsão, devido às dificuldades operacionais para realizar a coleta simultânea e em alta resolução (Schiller e Brassington, 2011).

Dentre as medições *in situ*, cabe ressaltar a grande importância dos dados do Argo. Este conjunto de observações é composto por uma matriz global com mais de 3300 perfiladores livres, que estão fornecendo dados rotineiramente em regiões de sub-superfície nunca antes sondadas (Argo Steering Team, 2008). De fato, este sistema permite um monitoramento contínuo de temperatura e salinidade até os 2000 m superiores do oceano, provendo uma importante fonte de informação para qualquer sistema global ou regional de assimilação de dados (Chassignet *et al.* 2007, Xie e Zhu, 2010).

Entretanto, além de não haver dados observados disponíveis para todas as variáveis prognósticas do modelo, os sistemas observacionais ainda não possuem densidade suficientemente alta no tempo e espaço para representar completamente o estado físico dos oceanos. Dessa forma, a tecnologia de assimilação tem enorme impacto no complemento de sistemas observacionais, uma vez que a assimilação extrapola dinamicamente a informação observacional para regiões que não foram contempladas com observações e permite, através de estudos de sensibilidade, otimizar o posicionamento de equipamentos de observação (Chassignet *et al.*, 2006; Dombrowsky *et al.*, 2009; Schiller e Brassington, 2011).

Nos últimos 30 anos, muitos MADs já foram desenvolvidos para aplicações em meteorologia e oceanografia (Derber e Rosati, 1989; Bouttier e Rabier, 1997; Kalnay 2003; Evensen, 2004; Sakov *et al.*, 2010; Xie e Zhu, 2010). Dentre eles estão: o método de interpolação estatística ou interpolação ótima (OI), o método 3D-VAR, o método 4D-VAR e os Filtros de Kalman, incluindo suas extensões não-lineares como o Filtro de Kalman por conjuntos (EnKF). Os MADs 3D-VAR e OI são formulados para um instante de tempo fixo, com uma forma quadrática composta por dois termos, os quais avaliam a distância da análise em relação ao modelo e às observações. A minimização da forma quadrática é atingida com a obtenção de uma matriz de pesos, que distribui a importância relativa do modelo e das observações para compor a análise. Esta matriz de pesos pode ser acessada através da matriz de covariância dos erros do modelo e das observações. Já os métodos 4D-VAR e o Filtro de Kalman por conjuntos incluem o tempo e as equações do modelo dinâmico em suas formulações, sendo computacionalmente muito caros e mais complexos (Bouttier e Rabier, 1997; Kalnay, 2003).

Diversos países, a partir de 2007, iniciaram o desenvolvimento de sistemas operacionais de previsão oceânica, considerando domínios regionais e/ou globais (Hernandez *et al.*, 2009). Os principais sistemas são organizados no escopo do projeto

Global Ocean Data Assimilation Experiment OceanView (GODAE *OceanView*), sucessor do GODAE que contemplou o período de 1998 a 2008. Assim como o GODAE, o GODAE *OceanView* visa a promoção do desenvolvimento de sistemas operacionais de previsão oceânica e a produção da informação oceanográfica com acesso público. Cada sistema possui sua particularidade, empregando diferentes forçantes atmosféricas, modelos de circulação oceânica e sofisticados MADs, os quais diferem no custo computacional, na optimalidade e na adequabilidade para assimilação de dados em tempo real.

O presente trabalho é uma contribuição para a construção de um sistema de assimilação de dados oceanográficos no Brasil dentro do escopo da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO). A REMO, que recentemente ingressou no GODAE *OceanView*, realiza pesquisa e desenvolvimento tecnológico em Oceanografia Física e Oceanografia Operacional, envolvendo a Marinha do Brasil, através do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM), o Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES) da Petrobrás, a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), a Universidade Federal do Rio Grande (FURG), a Universidade de São Paulo (USP) e a Universidade Federal da Bahia (UFBA).

O objetivo deste trabalho é estudar o impacto da assimilação de dados de perfis verticais de temperatura e salinidade do sistema Argo na previsibilidade de 24h do modelo HYCOM sobre o Oceano Atlântico, particularmente sobre a METAREA V (Fig.1). O MAD empregado é o de Bergthorsson e Döös, no qual a matriz de pesos não é calculada por um processo de otimização, mas é prescrita, de forma que a análise é sub-ótima (Daley, 1991). A assimilação de dados é realizada em níveis z e dois experimentos de previsão foram integrados para o período de 1 de janeiro a 31 de março de 2011, um com assimilação de dados do Argo e outro sem assimilação. A qualidade das previsões e da condição inicial é investigada objetivamente comparando os resultados do modelo com os resultados de análises globais, dados observados *in situ* e por sensoriamento remoto.

2. Caracterização da Área de Estudo

2.1. METAREA V

A METAREA V abrange aproximadamente desde 36°S a 7°N e desde 20°W até a costa do Brasil, excluídas as áreas de soberania de países vizinhos. Trata-se de uma região sob responsabilidade da Marinha do Brasil, de acordo com compromissos assumidos como integrante da *International Convention for the Safety of Life at Sea* (SOLAS). Nela, cabe o desenvolvimento de procedimentos referentes às atividades de meteorologia marítima, que contribuam para a segurança da navegação, à salvaguarda da vida humana e à prevenção da poluição nas Águas Jurisdicionais Brasileiras (NORMAM 19/ DHN, 2004).

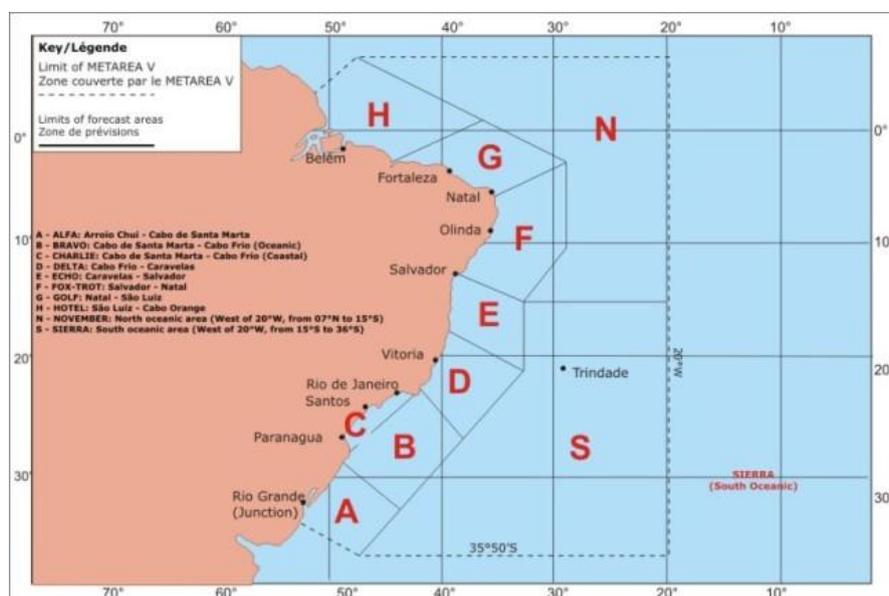


Figura 1: Mapa da costa do Brasil. A região da METAREAV está definida pela linha pontilhada.

2.2. Giro subtropical do Atlântico Sul

A circulação oceânica da região de estudo está sob influência do giro subtropical do Atlântico Sul (GSAS). O GSAS é uma feição anticiclônica de larga escala, centrada em latitudes médias, que compreende a circulação do oceano global (Stramma e England, 1999). Ao norte, o GSAS é limitado pela Corrente Sul Equatorial (CSE). A CSE é a responsável direta pelo transporte de águas subtropicais da Corrente de Benguela para a região da costa brasileira (Rodrigues *et al.*, 2007), onde se bifurca em dois ramos em torno de 14°S. O ramo para norte é denominado de Corrente Norte do Brasil (CNB) e o ramo para sul forma a Corrente do Brasil (CB). A CB é a corrente de

contorno oeste associada ao GSAS, fluindo para o sul e bordejando o continente sul-americano até as latitudes da Convergência Subtropical (33°S - 38°S) (Silveira *et al.*, 2000). Nesta região, a CB conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa, originando a Corrente do Atlântico Sul (CAS), que delimita o sul do GSAS. A CAS se desloca para leste até encontrar o continente africano, onde ruma para noroeste, assim como a Corrente de Benguela, completando então o GSAS. Uma representação esquemática desse giro subtropical em superfície é apresentada na Fig.2.

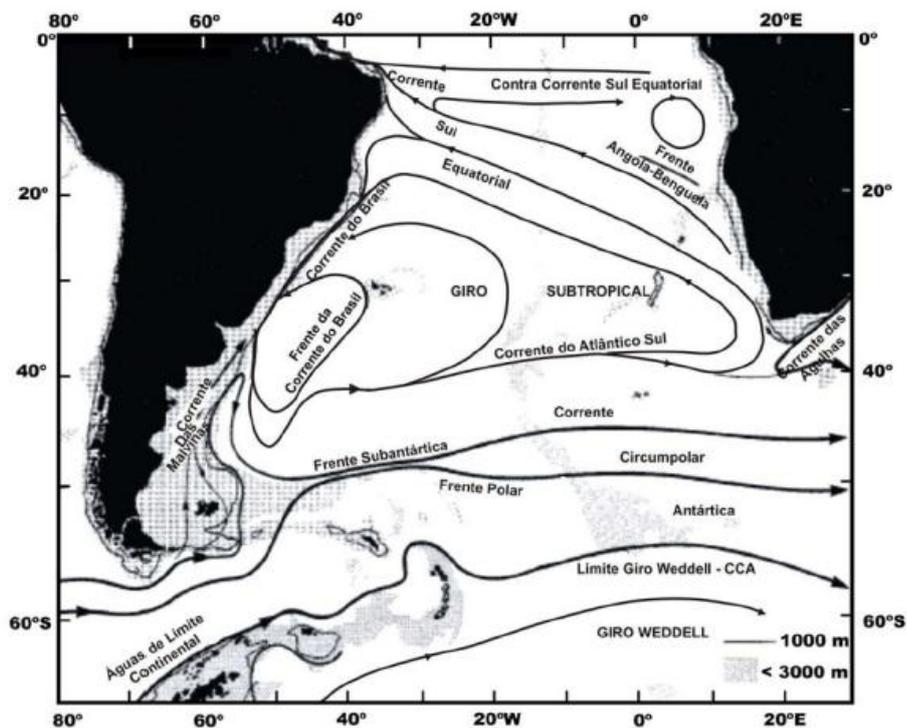


Figura 2: Representação do Giro Subtropical do oceano Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991). Extraído de Silveira *et al.* (2000).

Entretanto, apesar da Fig.2 representar apenas a sua circulação superficial, sabe-se que o GSAS atinge profundidades de até 500-1000m (Stramma e Schott, 1999). À medida que a profundidade aumenta, existe uma diminuição das velocidades e uma mudança do centro do GSAS em direção ao sul.

2.3. Atlântico Equatorial Oeste

Como a METAREAV se estende até 7°N, a área de estudo do trabalho também engloba o Atlântico Equatorial Oeste e os processos físicos que ocorrem nessa região. De acordo com Da Silva *et al.* (2005), a área do oceano Atlântico Equatorial adjacente

à costa brasileira é identificada como um sistema marinho bem complexo, resultado da ação combinada de correntes de contorno oeste, dos ventos alísios, das fortes oscilações de maré e do lançamento de águas continentais do rio Amazonas.

Muitos autores postulam que o oceano Atlântico Equatorial Oeste desempenha um importante papel nas trocas inter-hemisféricas de massa, calor e sal (Stramma e Schott, 1999; Dengler *et al.*, 2004; Rodrigues *et al.*, 2007). Nesta região, enquanto a Corrente Profunda de Contorno Oeste (CPCO) transporta as águas frias e profundas do Atlântico Norte para o Hemisfério Sul, a CNB carrega águas quentes superficiais em direção ao Hemisfério Norte (Fig.3). Além da CNB, outra importante feição presente na Fig.3 é a Corrente Norte do Brasil de Sub-superfície (CNBSS). Este sistema CNB/CNBSS, juntamente com a CSE, é considerado como um dos maiores componentes do fluxo de retorno superficial da circulação termohalina meridional (Schott *et al.*, 2005).

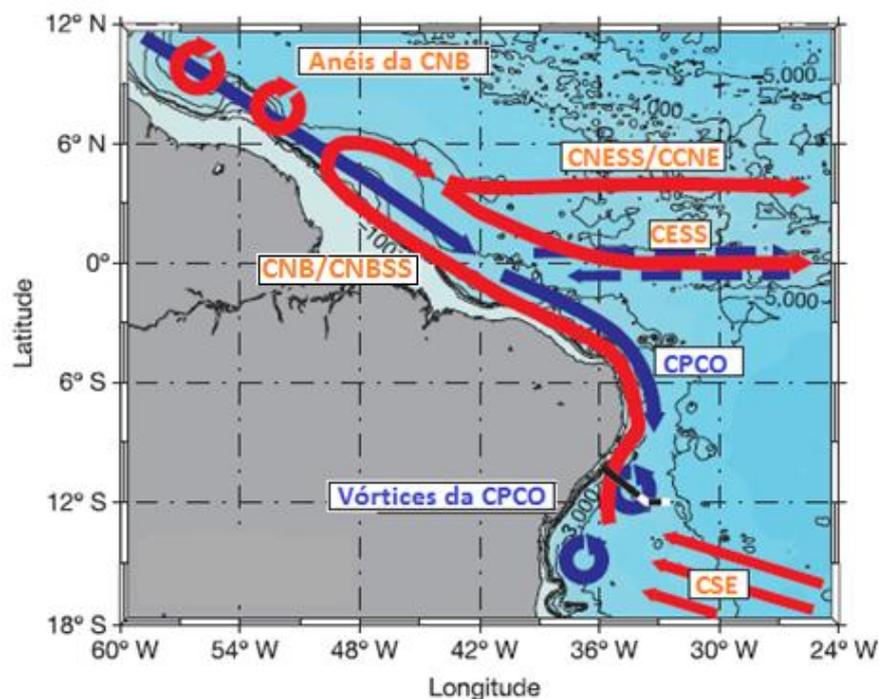


Figura 3: Representação da circulação do Oceano Atlântico Tropical Oeste com algumas das principais correntes que ocorrem na região. As linhas em vermelho e em azul representam as correntes que transportam água quente e água fria, respectivamente. Estão representadas a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Corrente Norte do Brasil de Sub-superfície (CNBSS), a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), a Corrente Norte Equatorial de Sub-superfície (CNESS), a Corrente Equatorial de Sub-superfície (CESS), a Corrente Sul Equatorial (CSE) e a Corrente Profunda de Contorno Oeste (CPCO). Adaptado de Dengler *et al.* (2004).

Em superfície e entre os meses de julho e fevereiro, conforme a CNB se aproxima de 6-8°N, ela se afasta da costa e sofre uma retroflexão, alimentando a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE). Este processo é conhecido como a retroflexão da CNB (RCNB) (Schott *et al.*, 1998; Garrafo *et al.*, 2003; Fonseca *et al.*, 2004). Contudo, de março a junho, é especulado que a RCNB enfraqueça, e até mesmo possa desaparecer, especialmente nos meses da primavera do Hemisfério Norte (Johns *et al.*, 1998). Por outro lado, em sub-superfície, a circulação pode ser caracterizada por: i) uma retroflexão permanente da CNB logo após o equador, alimentando o sistema da Corrente Equatorial de Sub-superfície (CESS); e ii) uma retroflexão sazonal que supre a Corrente Norte Equatorial de Sub-superfície (CNESS).

Estas retroflexões causam a formação de anéis anticiclônicos, especialmente ao norte de 6°N. Imagens de satélite e observações *in situ* demonstram que esses anéis se movem em direção ao norte, representando um dos principais processos de transporte de águas do oceano Atlântico Sul e Equatorial para o Hemisfério Norte, como parte integrante da circulação termohalina global (Fratantoni e Richardson, 2006; Jochumsen *et al.* 2010).

Apesar da Fig.3 demonstrar o transporte de calor inter-hemisférico e algumas das principais correntes e feições do Atlântico Equatorial Oeste, sabe-se que nessa região existe um sistema complexo de correntes que fluem principalmente na direção zonal. A Fig.4 consegue representar esquematicamente as várias correntes do Oceano Atlântico entre 20°S e 5°N nas profundidades compreendidas entre 100 e 500 m.

2.4. Estrutura vertical de massas de água

Os trabalhos de Emilson (1961), Stramma e England (1999), Stramma e Schott (1999), Silveira *et al.* (2000) e Da Silva *et al.* (2005) descrevem a estratificação vertical das massas de água do oceano Atlântico Sul e Tropical. A partir da compilação desses trabalhos, é possível definir na área de estudo, até os primeiros 3 km de profundidade, as seguintes massas de água: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

A AC é definida em função dos baixos valores de salinidade encontrados devido ao aporte de águas fluviais próximo a costa. Da Silva *et al.* (2005), estudando a influência do aporte do rio Amazonas na circulação e estratificação do oceano Atlântico

Equatorial Oeste, definiram a AC como uma massa de água com salinidade inferior a 34 psu.

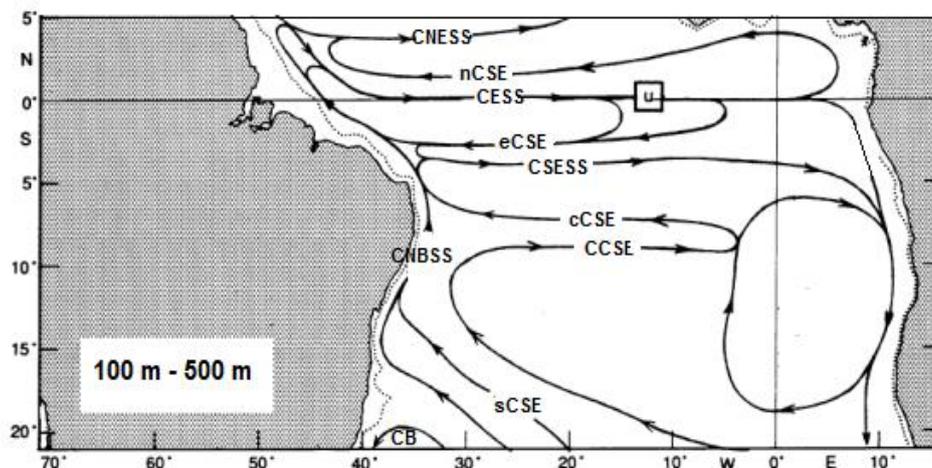


Figura 4: Representação da circulação do Oceano Atlântico entre 20°S e 5°N, compreendendo os níveis entre 100 e 500 m. Estão representadas a Corrente Norte Equatorial de Sub-superfície (CNESS), a Corrente Equatorial de Sub-superfície (CESS), a Corrente Sul Equatorial de Sub-superfície (CSESS), a Corrente Sul Equatorial (CSE), com seu ramo norte (nCSE), equatorial (eCSE), central (cCSE) e sul (sCSE), a Contra-Corrente Sul Equatorial (CCSE), a Corrente Norte do Brasil de Sub-superfície (CNBSS) e a Corrente do Brasil (CB). Adaptado de Stramma e Schott (1999).

A camada superficial do Atlântico Tropical é ocupada pela AT, definida por valores de salinidade maiores do que 36 psu e de temperatura maiores do que 20°C (Emilson, 1961). Originada pela intensa radiação solar e pelo excesso de evaporação em relação à precipitação, a AT é transportada para sul pela CB, misturando-se com águas costeiras mais frias e de baixa salinidade (Silveira *et al.*, 2000).

Situada abaixo da AT, na região da picnoclina, encontra-se a ACAS, caracterizada por temperaturas entre 6°C e 20°C e por salinidades entre 34,6 psu e 36 psu (Stramma e England, 1999). A ACAS se forma na região da Convergência Subtropical e pertence ao GSAS, atingindo a América do Sul através da CSE. Devido à bifurcação da CSE, parte da ACAS é transportada para sul pela CB e a outra parte se dirige para norte através do sistema CNB/CNBSS, alcançando até a latitude de 15°N (Stramma e Schott, 1999).

A AIA ocorre em nível subpicnoclínico, logo abaixo da ACAS. Esta massa de água apresenta temperaturas entre 3°C a 6°C e valores de salinidade entre 34,2 psu a 34,6 psu, dispondo-se entre as profundidades de 600 m e 1200 m (Stramma e England,

1999). Enquanto se comporta como uma corrente de contorno oeste bem definida, a AIA move-se na direção do equador ao norte de 25°S e ruma para o sul em 28°S (Muller *et al.*, 1998 apud Silveira *et al.*, 2000)

Subjacente à AIA, a APAN é definida por valores de temperatura entre 3°C a 4°C e salinidades entre 34,6 psu e 35 psu, ocupando os níveis entre 1500 m a 3000 m ao largo do sudeste brasileiro (Silveira *et al.*, 2000). A APAN se apresenta como um fluxo organizado fluindo para sul ao longo do contorno oeste até em torno de 32°S, onde pelo menos parte da corrente retorna em direção ao equador. O digrama T-S gerado por quatro dessas massas d'água – a AT, a ACAS, a AIA e a APAN – está representado na Fig.5.

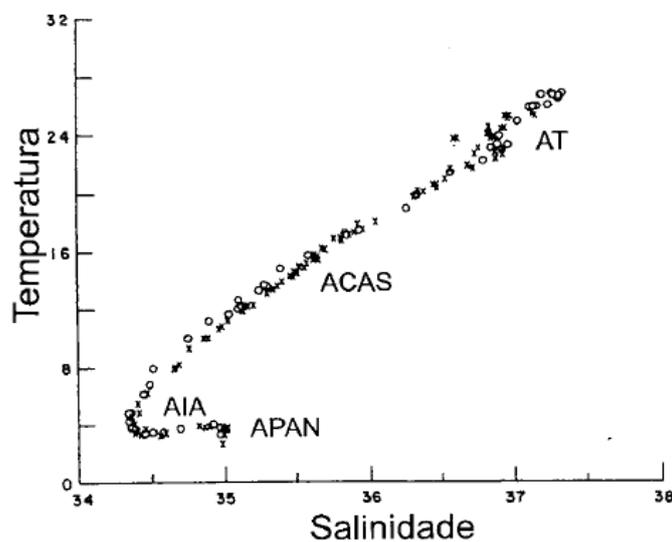


Figura 5: Diagrama T-S em °C e PSU espalhado de radiais oceanográficas em 19°S (círculos) e ao largo de Cabo Frio (cruzes) de acordo com Evans *et al.* (1983). Extraído de Silveira *et al.* (2000).

3. Metodologia

3.1. Modelo Dinâmico

O modelo de circulação oceânica utilizado neste trabalho foi o *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) (Bleck e Smith, 1990; Bleck, 2002), disponível na página www.hycom.org. A particularidade mais notável desse modelo é o emprego de coordenadas verticais híbridas para resolver numericamente as equações primitivas que regem a dinâmica oceânica. Esta abordagem híbrida é aplicada de forma a combinar as melhores características de cada coordenada vertical em regiões oceânicas específicas. O modelo assume coordenadas isopícnais em regiões de oceano profundo estratificado, coordenadas z fixas para representar a camada de mistura mais realisticamente, e coordenadas sigma- z para abranger as regiões mais rasas próximas a costa (Fig.6). Apesar do grande avanço e aperfeiçoamento dos modelos numéricos, grande parte da representação e parametrização dos processos não resolvidos pela grade do modelo é freqüentemente relacionada à escolha das coordenadas verticais (Chassignet *et al.*, 2006). Assim, é natural a busca por uma representação híbrida, que possa usar diferentes coordenadas verticais em regiões distintas dos oceanos, buscando a optimalidade de cada uma delas, como ocorre no HYCOM.

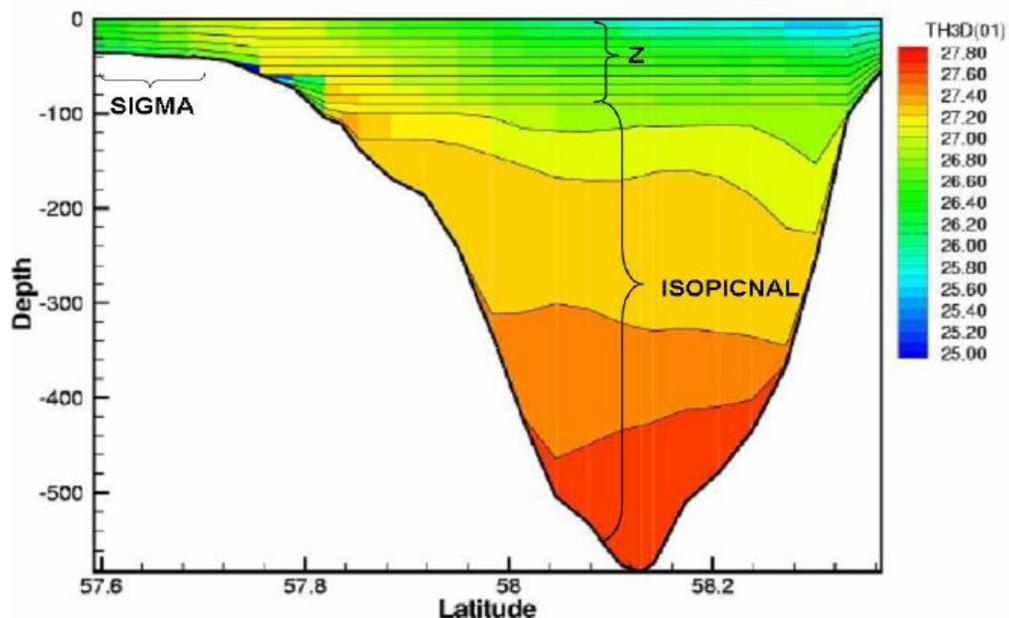


Figura 6: Representação de uma seção vertical obtida com o modelo HYCOM. As linhas pretas representam as coordenadas verticais e as cores mostram a densidade potencial em unidade de kg/m^3 . Extraído de Albretsen *et al.* (2004).

A implementação das coordenadas verticais híbridas segue a teoria na qual a camada isopícnal é movida na direção da profundidade onde se encontra a sua densidade de referência (Bleck e Smith, 1990; Bleck, 2002). Deste modo, após cada passo de tempo, com a resolução das equações governantes do modelo, um gerador de coordenadas híbridas (GCH) realoca as interfaces verticais para restaurar as condições isopícnais no interior do oceano. Se uma camada é menos densa que a sua referência isopícnal, o GCH age no sentido de mover a sua interface inferior em direção ao fundo para que o fluxo de água mais denso através dessa interface aumente a densidade. Por outro lado, se a camada é mais densa que sua referência isopícnal, o GCH move a sua interface superior em direção à superfície para diminuir a densidade. Em ambos os casos, existe uma alteração da espessura das camadas do modelo, visando ajustar a densidade de cada camada à sua respectiva densidade de referência. Entretanto, em situações em que haja uma interseção entre as superfícies isopícnais e a superfície do mar, levando a um excessivo empilhamento dessas superfícies, ou em que haja uma baixa resolução vertical em colunas d'água não estratificadas, as camadas podem ser geometricamente restringidas a permanecerem em uma profundidade fixa, enquanto seguem as suas isopícnais de referência em áreas adjacentes.

A discretização espacial de variáveis do HYCOM é feita com uma grade C de Arakawa. Neste tipo de discretização espacial, as variáveis da equação de estado, como temperatura, densidade e salinidade se encontram no centro das células, enquanto que as velocidades zonais e meridionais estão localizadas nas bordas oeste-leste e norte-sul das células, respectivamente. O esquema de diferenças finitas no tempo característico do HYCOM é o *Leapfrog*, no qual são necessárias informações das variáveis em dois passos de tempo anteriores ao passo a ser calculado para que o modelo possa ser integrado.

3.2. Dados de perfiladores Argo

Os dados de perfis verticais de pressão, temperatura e salinidade do Argo são armazenados e distribuídos através do CORIOLIS, que é um centro francês responsável pela aquisição de dados *in situ*. A principal proposta do CORIOLIS é fornecer informações observacionais para os centros previsores oceânicos ao redor do mundo. Deste modo, os dados do sistema Argo podem ser obtidos diariamente em tempo quase-real. De acordo com o Argo Steering Team (2008), existem em média 35 perfis verticais de perfiladores Argo por dia, disponíveis para a assimilação de dados

no oceano Atlântico. A acurácia dos sensores de temperatura, salinidade e pressão dos perfiladores são de $\pm 0,005^{\circ}\text{C}$, $\pm 0,01$ PSU e $\pm 2,4$ dbar, respectivamente.

A elaboração de um sistema de controle de qualidade de dados (SCQD) para perfis verticais se constitui numa parte essencial para qualquer sistema oceânico de assimilação de dados, visto que a inserção de dados espúrios pode comprometer seriamente a análise. Apesar dos sensores do Argo estarem sujeitos a SCQDs em tempo quase real, ainda assim erros de salinidade e temperatura podem ser detectados em alguns perfis verticais (Hosoda *et al.*, 2010). Dessa forma, para a sua utilização no MAD, os dados do Argo passam por outro SCQD, desenvolvido na UFBA sob supervisão do Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura e em colaboração com o comandante João Bosco Alvarenga do CHM. Neste SCQD, testa-se seqüencialmente a data, localização, temperatura e salinidade dos perfiladores. A validação dos dados de temperatura e salinidade é feita tomando como referência critérios e métodos utilizados pelo: (i) *Global Temperature-Salinity Pilot Program* da *Intergovernmental Oceanographic Commission* (IOC); e (ii) Base de dados do *National Oceanographic Data Center*. Durante este procedimento, as observações do Argo, que estão originalmente em coordenadas verticais de pressão, são levadas para coordenadas em z, a qual será tomada como referência para realizar a assimilação de dados. Além disso, os valores de temperatura *in situ* dos perfiladores Argo são convertidos em temperatura potencial, de forma a se tornarem equivalentes com a variável do modelo.

3.3. Configurações dos experimentos de previsão

A máquina utilizada para a produção do experimento numérico do presente trabalho foi o cluster Canoa da REMO, instalado no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia (CPGG) do Instituto de Física e do Instituto de Geociências da UFBA. A máquina possui 40 núcleos de processamento Intel Xeon 2.5 GHz, mas somente 16 foram utilizados para a produção das integrações. A instalação e as integrações do modelo para o desenvolvimento do presente trabalho foram realizadas no ambiente colaborativo da REMO, sendo fruto das atividades de diversos técnicos e pesquisadores, incluindo o autor desse trabalho.

A área de interesse nesse trabalho é a METAREA V. Portanto, para modelar essa região, os experimentos utilizaram uma grade do HYCOM com $1/12^{\circ}$ de resolução horizontal e 21 camadas híbridas (Tab.1). Esta grade do HYCOM engloba o domínio de 45°S - 10°N e 18°W - 67°W , com 601 pontos na direção zonal e 733 pontos na direção

meridional. O modelo de previsão na grade de $1/12^\circ$ é aninhado a outro modelo de previsão na grade de $1/4^\circ$, responsável por fornecer as condições de contorno a cada 24h. O HYCOM na grade de $1/4^\circ$ cobre o oceano Atlântico na região de 78°S - 50°N e 100°W - 20°E , com 480 pontos na direção zonal e 760 pontos na direção meridional.

Camada (K)	σ_θ	Camada (K)	σ_θ	Camada (K)	σ_θ
K1	19,50	K8	24,70	K15	27,22
K2	20,25	K9	25,28	K16	27,38
K3	21,00	K10	25,77	K17	27,52
K4	21,75	K11	26,18	K18	27,64
K5	22,50	K12	26,52	K19	27,74
K6	23,25	K13	26,80	K20	27,82
K7	24,00	K14	27,03	K21	27,88

Tabela 1: Valores das densidades potenciais de referência σ_θ (kg/m^3) que definem as camadas configuradas para o modelo HYCOM com $1/12^\circ$ de resolução horizontal.

A distribuição de camadas da Tab.1 foi selecionada com base na estrutura de camadas sigma utilizada em várias simulações do Atlântico Norte realizadas pelo *Hycom Consortium*. Porém, na configuração usada nesse trabalho, a camada de σ_θ igual a $27,94 \text{ kg}/\text{m}^3$, existente nas simulações do Atlântico Norte, foi desconsiderada, visto que não há massa d'água com essa densidade no domínio do Atlântico Sul. As densidades potenciais de referência das cinco camadas mais próximas da superfície são menores do que as encontradas em quase todo o oceano Atlântico, o que permite uma maior resolução vertical na camada de mistura.

A batimetria utilizada foi interpolada para a grade do experimento a partir da base TerrainBase (TERRAINBASE, 2007) do *National Geophysical Data Center*, que possui uma resolução espacial de 5 minutos ($\sim 8,5 \text{ km}$ a 25°S). As forçantes atmosféricas foram provenientes das previsões do modelo de circulação geral atmosférica *Global Forecast System* (GFS) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP/NOAA). Campos atmosféricos previstos de precipitação, vento em 10 m, fluxos de radiação de onda-longa e onda-curta na superfície, temperatura e umidade do ar em 2 m foram aplicados a cada 6 horas para a produção das previsões oceânicas. A resolução espacial dos campos do GFS é de $0,5^\circ$ em latitude e longitude.

Os fluxos de calor turbulento (calor sensível e latente) e radiativo (radiação de onda longa e onda curta) foram calculados internamente pelo modelo mediante “*bulk formulas*”. O fluxo de água doce foi implementado como um fluxo virtual de sal levando em consideração unicamente um termo de relaxamento newtoniano para climatologia de salinidade mensal da base WOA (WOA, 2001). O tempo de restauração adotado foi de 30 dias. A estrutura termohalina e as profundidades das interfaces das camadas

foram relaxadas nos contornos para a climatologia mensal de Levitus, utilizando um aplicativo do HYCOM chamado *relax*. Este aplicativo é empregado para passar campos climatológicos em níveis z para as coordenadas do modelo.

A janela de previsão analisada correspondeu ao intervalo de 24 horas e o período de integração se estendeu de 1 de janeiro até 31 de março de 2011. A condição inicial empregada em 00 UTC de 1 de janeiro de 2011 provém de um arquivo de reinicialização do HYCOM, ou *restart*, fornecido pelo comandante João Bosco Alvarenga da Marinha do Brasil para ambas as grades de $1/12^\circ$ e $1/4^\circ$ de resolução horizontal. Esse *restart* é construído por meio do processamento de uma saída nos níveis de profundidade padrão de Levitus do sistema HYCOM-*Navy Coupled Ocean Data Assimilation* (HYCOM+NCODA). O sistema HYCOM+NCODA utiliza o HYCOM em domínio global e resolução espacial de $1/12^\circ$ com 32 camadas verticais. O MAD empregado nesse sistema é um método de OI multivariado, onde se assimila dados de TSM, ASM e de perfis verticais, como Argo e XBTs. As análises geradas pelo HYCOM+NCODA são bastante acuradas e maiores detalhes sobre este sistema são encontrados em Cummings (2005), Chassignet *et al.* (2007) e Chassignet *et al.* (2009).

Durante o procedimento de construção do *restart* a partir de saídas do HYCOM+NCODA disponibilizadas em coordenadas z, as informações de temperatura, salinidade, densidade, velocidade meridional e zonal foram projetadas para as camadas verticais do modelo. Com isso, fez-se uso do *relax* para criar as espessuras das camadas do modelo e então passar os campos de temperatura, salinidade e densidade para as coordenadas verticais híbridas. Entretanto, outras variáveis (e.g. pressão barotrópica), que não constam na saída em níveis z do HYCOM+NCODA, mas que se fazem necessárias para a integração do modelo foram extraídas de um arquivo de *restart* para o mesmo instante de tempo, proveniente de uma integração do HYCOM conduzida pelo Prof. Afonso de Moraes Paiva da UFRJ. Neste caso, o modelo com as mesmas configurações já descritas, foi previamente integrado durante 10 anos a partir do repouso e de uma estrutura termohalina climatológica, utilizando-se forçantes atmosféricas climatológicas de momentum, fluxos de calor, radiação de onda-curta e onda-longa do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS).

De posse das mesmas configurações do modelo e da mesma condição inicial em 00 UTC de 1 de janeiro de 2011, dois experimentos foram realizados até 31 de março de 2011, um com assimilação de dados de perfis verticais de temperatura e salinidade do Argo e outro sem assimilação. A assimilação de dados do Argo foi executada a cada 48 horas.

Para cada passo de assimilação, a previsão de 24 horas do dia anterior serviu como campo de *background*. A assimilação dos dados observados do Argo no *background* constituiu a condição inicial para o novo ciclo de previsão e de assimilação. Os resultados da assimilação, isto é, os campos de temperatura e salinidade produzidos a cada 48 horas imediatamente após a assimilação, serão simplesmente chamados de análises. As previsões de 24 horas produzidas a partir do *background* ou de uma análise serão chamadas simplesmente de previsões. A integração sem assimilação, na qual a condição inicial é igual ao *background*, será chamada de rodada de controle e suas saídas simplesmente de controle. Essa nomenclatura de análise, previsão e controle será empregada abaixo na avaliação dos resultados.

3.4. Método de Assimilação de Dados

O MAD empregado nesse trabalho é o de Bergthorsson e Döös (BD), no qual a matriz de peso ou matriz de ganho de Kalman (K) é prescrita e a análise é sub-ótima (Daley, 1991). Deste modo, o K proposto dependerá apenas do número de observações contidas dentro do raio de influência ao redor de cada ponto de grade do domínio do modelo, sendo parametrizado principalmente em função da distância de cada observação em relação ao ponto de grade (Fig.7). Assim, para um ponto i do domínio do modelo, o método pode ser descrito de acordo com as equações

$$X_{ai} = X_{bi} + \sum_{j=1}^n K_{ij}(Y_j - H_j X_b)$$

$$K_{ij} = \frac{\exp\left(\frac{-r_{ij}^2}{\alpha R^2}\right)}{\sum_{k=1}^n \left(\exp\left(\frac{-r_{ik}^2}{\alpha R^2}\right) + \varepsilon_{ik}^2 \right)}$$

onde n é o número de observações contidas dentro do raio de influência R ao redor de cada ponto i , Y_j é o valor da temperatura ou salinidade da observação j , e $H_j X_b$ é o valor da variável do modelo interpolada para o ponto da observação j . O termo X_{bi} é o valor de temperatura ou salinidade da última previsão de 24 horas no ponto i do domínio, também chamado de *background*, enquanto que X_{ai} é a análise calculada para este mesmo ponto. O termo que é somado ao *background* para produzir a análise é chamado de incremento da análise. Para todos os K_{ij} , α é o parâmetro de espalhamento da informação das observações e ε_{ik}^2 é uma estimativa da razão entre o

erro da observação no ponto k e o erro do modelo no ponto i ao quadrado. O peso de cada observação para compor X_{ai} é determinado por uma função exponencial, onde r_{ij}^2 representa o quadrado da distância entre o ponto de observação j e o ponto de grade i . Além disso, o r_{ij}^2 proposto neste trabalho possui um termo que envolve a defasagem temporal entre a observação j e o instante da análise, considerando uma janela de dois dias no passado, segundo a equação

$$r_{ij}^2 = (y_i - y_j)^2 + (x_i - x_j)^2 + (t * dt_j)^2$$

onde o primeiro e o segundo termo representam a distância nas direções x e y entre o ponto de grade i e a observação j . No terceiro termo, t é a janela de tempo das observações, que compreende o instante da análise e dois dias no passado, enquanto dt_j é a defasagem temporal da observação j em relação ao instante da análise. De acordo com Sakov *et al.* (2010), considerar janelas de tempo observacionais é uma estratégia interessante para aumentar a densidade de observações no passo de tempo de atualização do sistema. No caso do Argo, por se tratar de observações pontuais, este procedimento se torna ainda mais importante para projetar uma maior quantidade de observações na condição inicial.

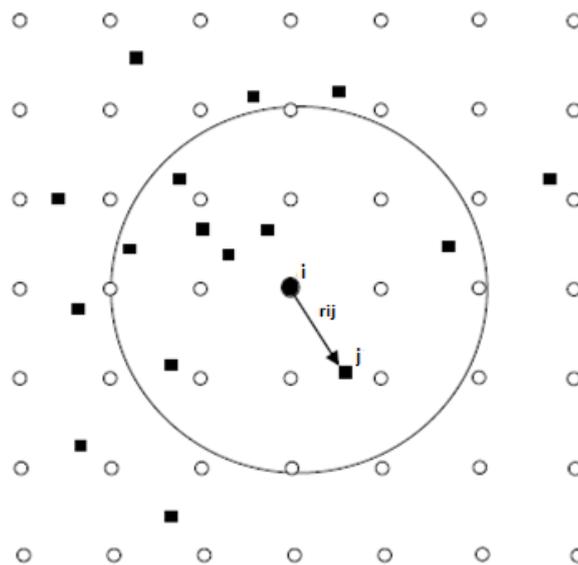


Figura 7: Esquema representando uma grade de pontos (círculos), observações irregularmente distribuídas (quadrados pretos) e um raio de influência em torno de um ponto de grade i . Apenas as observações que estão contidas no raio de influência irão afetar a análise calculada para o ponto i . Adaptado de Kalnay (2003).

O parâmetro R foi fixado em 10 pontos de grade, enquanto que o valor da variável α , responsável por controlar o formato da curva exponencial, foi definido como 0,2. Espera-se que com essas configurações, a informação do incremento da análise fique mais restrita em torno das observações.

A assimilação de dados foi realizada nos níveis de profundidade z padrão da climatologia Levitus. A adoção desses níveis fixos para realizar a assimilação foi empregada para padronizar as profundidades dos dados do Argo, uma vez que elas não são fixas. Com isso, os dados dos perfiladores Argo, durante o procedimento da assimilação, foram interpolados para os níveis Levitus.

Como o modelo está sendo inicializado em 1 de janeiro de 2011 através do processamento dos próprios campos do HYCOM+NCODA, os erros de temperatura e salinidade foram estimados ponto a ponto através do desvio padrão de uma integração de 1 de janeiro de 2009 até 31 de dezembro de 2010 do HYCOM+NCODA, nos níveis de profundidade Levitus. Os erros das observações foram definidos como $0,5^{\circ}\text{C}$ e $0,02$ PSU (GMAO, 2006). Este erro observacional foi inflacionado de modo a possibilitar que o parâmetro ε^2 também contribua satisfatoriamente para a composição da análise. De fato, admitindo ε^2 maior do que zero, assume-se que as observações também possuem erros, proporcionando algum peso para o *background*.

Deste modo, para efetuar a assimilação, o campo do *background* foi transformado de 21 camadas verticais híbridas para os níveis Levitus, com o uso de rotinas padrão do HYCOM (HYCOM, 2002). Com os dados do Argo também interpolados para os níveis Levitus, foi realizado o BD, produzindo a análise dos campos de salinidade e temperatura. Após esse procedimento, a informação do incremento da análise é inserida diretamente nas camadas híbridas do modelo. As análises de temperatura e salinidade são calculadas independentemente, isto é, apesar de serem assimiladas duas variáveis, o K proposto é univariado.

Como o HYCOM pertence à classe dos modelos de camadas, os valores de temperatura e salinidade se posicionam no centro de cada camada, cuja profundidade pode ser determinada pelo esquema apresentado na Fig.8. Dessa forma, conhecendo-se a profundidade central de cada camada em todos os pontos do domínio, o incremento da análise em z é interpolado linearmente para essas profundidades. Como o GCH, após a resolução das equações físicas do modelo, altera a espessura das camadas visando atingir às suas respectivas densidades de referência, espera-se que com essas novas informações de temperatura e salinidade, a densidade seja

alterada e a assimilação possa também repercutir indiretamente na espessura das camadas do modelo à medida que a integração ocorra e o GCH atue.

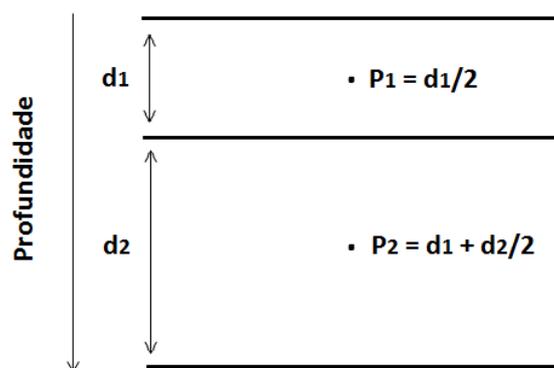


Figura 8: Esquema representando o HYCOM em uma configuração de duas camadas. Os valores d_1 e d_2 definem as espessuras das camadas, enquanto que P_1 e P_2 representam as profundidades do centro de cada camada.

Com as correções de temperatura e salinidade nas camadas isopicnais, por fim, é produzida a condição inicial do experimento com assimilação. Todo o fluxograma da previsão operacional com o experimento de assimilação do Argo é exemplificado na Fig.9.

3.5. Avaliação das previsões

A avaliação da rodada de controle, da análise e da previsão foi feita através do cálculo de índices estatísticos em relação a observações e análises globais. Parâmetros, como médias, desvios padrão, correlações, erros médios e raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) foram calculados para investigar a qualidade das integrações.

Os dados dos perfiladores Argo e das bóias PIRATA foram utilizados para avaliar os campos de temperatura e salinidade de superfície e sub-superfície das integrações. Os dados do Argo são extremamente importantes nesse processo de validação, pois: i) são capazes de averiguar a qualidade da análise produzida comparando-a com os próprios perfiladores assimilados; e ii) são utilizados para validar a previsão de 24 horas com dados independentes, isto é, que ainda não foram assimilados. Ademais, como a assimilação é realizada a cada 48 horas, alguns perfiladores Argo também são empregados independentemente para acompanhar a evolução da qualidade da

análise. As bóias PIRATA, por serem ancoradas, são medidas eulerianas e, portanto, permitem avaliar a evolução do estado físico das diferentes integrações sempre nos mesmos pontos. Todas as bóias PIRATA que estão contidas no domínio da METAREAV foram utilizadas na validação, com suas respectivas localizações fornecidas na Tab.2.

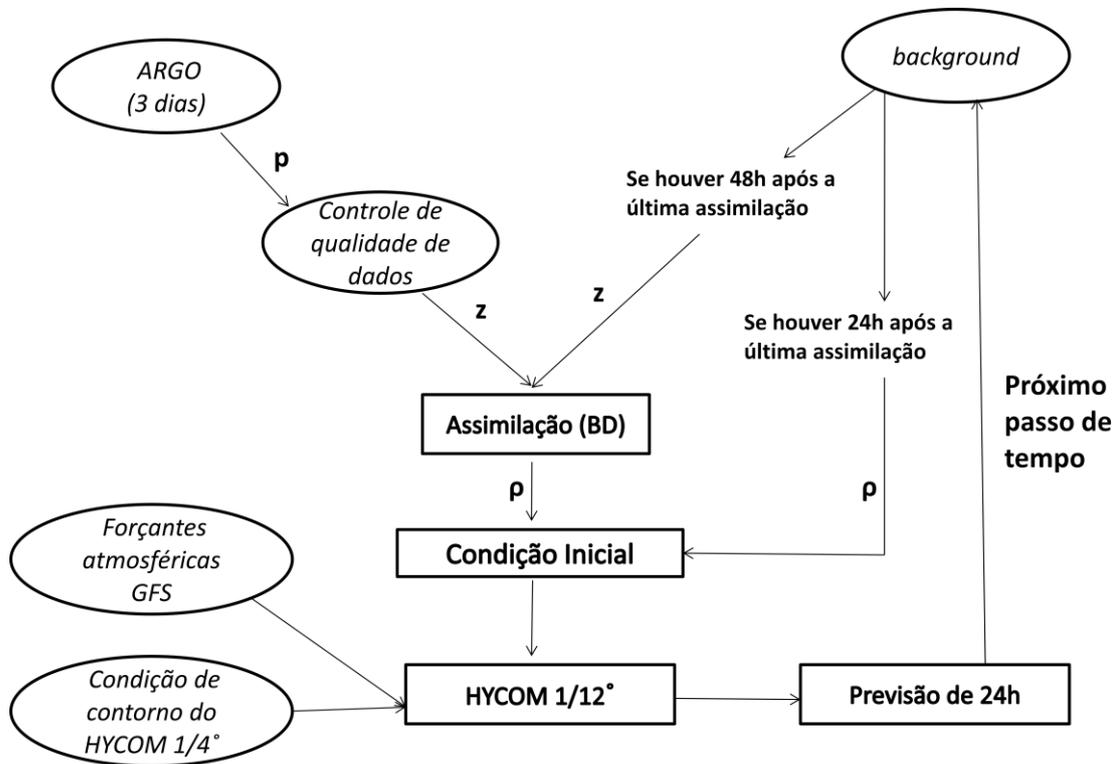


Figura 9: Fluxograma da previsão operacional com o experimento de assimilação do Argo. As letras p , z e ρ simbolizam as coordenadas verticais de pressão, profundidade e de densidade, respectivamente.

Bóias PIRATA	Latitude	Longitude
1.	4°N	38°W
2.	4°N	23°W
3.	0°N	35°W
4.	0°N	23°W
5.	8°S	30°W
6.	14°S	32°W
7.	19°S	34°W

Tabela 2: Latitude e Longitude das bóias PIRATA utilizadas na validação das integrações.

Para avaliar os campos de TSM das integrações, foram utilizados dados do *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA). O OSTIA é uma análise global de 1/20° de resolução espacial, que mescla observações *in situ* e de satélites para gerar produtos diários de TSM e de concentração de gelo (Stark *et al.*,

2007). Da mesma forma, para avaliar os campos de anomalia de ASM (AASM), foram empregados os dados do *Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques* (AVISO). O AVISO fornece campos gridados de AASM com 1/3° de resolução espacial.

A média de AASM dos campos do AVISO e a média da AASM do modelo não coincidiram. Uma diferença de aproximadamente 25 cm foi observada. As causas dessa diferença estão sendo investigadas, mas elas estão provavelmente associadas com as diferentes referências usadas para calculá-las. A AASM do AVISO é calculada pela diferença entre o valor da ASM observada em determinado instante de tempo e a média da ASM tomada ao longo de aproximadamente 7 anos de observação. A AASM do modelo foi calculada pela diferença entre a ASM instantânea produzida pelo modelo e uma média de ASM de 2003 a 2009, proveniente da integração do HYCOM conduzida pelo Dr. Afonso Paiva da UFRJ. Como a ASM média do modelo depende das forçantes, da resolução, das parametrizações e período de integração, é esperado que a ASM média do modelo não coincida com a ASM média observada. Portanto para comparar os campos de AASM do AVISO com aqueles gerados pelas diferentes integrações, não somente uma média no tempo foi incluída, mas também uma média na área. Esse procedimento tem como objetivo remover o viés do modelo em relação às observações e comparar detalhadamente as diferenças entre as estruturas locais de cristas e cavados.

Para avaliar a eficiência das integrações em prever fenômenos físicos na área de interesse, seções de velocidade e transportes de volume diários foram calculadas e comparadas com as análises do HYCOM+NCODA e com a literatura. Além disso, procurou-se observar feições como o conteúdo de calor (CC) do oceano superior, o qual pode ser definido como

$$CC = \rho_o \int_{300\text{ m}}^0 C_p T(x, y, z, t) dz$$

onde ρ_o é a densidade de referência média, C_p é o calor específico à pressão constante e T é a temperatura potencial da água do mar, respectivamente. A profundidade de 300 m foi utilizada por ser empregada em diversos estudos sobre o CC nas camadas superiores do oceano (Yu e Mechoso, 2001; Hasegawa e Hanawa, 2003). O C_p foi mantido no cálculo da integral, visto que este parâmetro varia em função da salinidade e da própria temperatura.

4. Resultados e Discussão

Um total de 486 perfiladores Argo foi contabilizado durante os três meses de integração na METAREAV. Embora a assimilação seja executada a cada 48 horas, o MAD empregado conseguiu aproveitar todas estas observações, visto que o método contempla não apenas o instante da análise, como também dois dias anteriores. Inclusive, como a janela de tempo observacional utilizada cobre maior número de dias do que o período de tempo sem assimilação, os perfiladores do instante da análise foram sempre repetidos na próxima assimilação, entretanto, com pesos mínimos. Dessa forma, o número de observações assimiladas aumentou para 669.

Embora sejam observações pontuais, é possível notar que os perfiladores Argo conseguiram representar espacialmente o domínio da METAREAV de forma significativa ao longo da integração (Fig.10). Contudo, existem algumas regiões que os dados do Argo estiveram ausentes, como por exemplo, entre 9°S-18°S e 30°W-40°W. De qualquer forma, a cobertura espacial apresentada na Fig.10 permitiu que a assimilação ocorresse em várias áreas do domínio durante a integração.

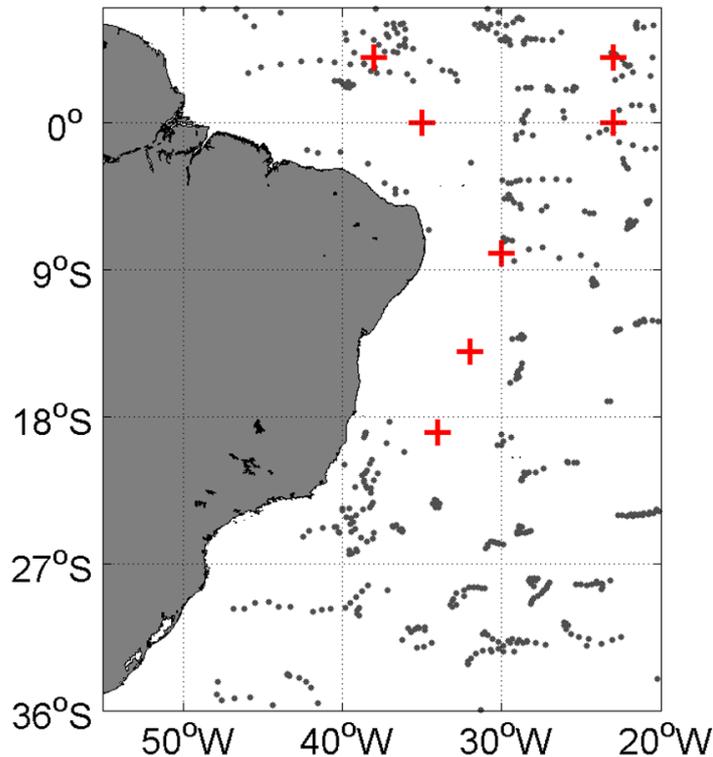


Figura 10: Mapa da METAREA V com as observações utilizadas para a validação do controle e da previsão. Os pontos em cinza e as cruces em vermelho se referem aos perfiladores Argo e as bóias do PIRATA, respectivamente, no período de 1 de janeiro até 31 de março de 2011.

Diariamente, existiu uma grande variação no número de perfiladores Argo que ocorreram no domínio (Fig.11). Em 15 de março, atinge-se um máximo de 10 perfiladores, enquanto que em 8 e 18 de fevereiro, não há a ocorrência de nenhum. Devido a essa grande variabilidade diária, a média ficou situada entre 5 e 6 observações do Argo por dia na METAREAV. Com o intuito de projetar um maior número de perfiladores Argo na condição inicial, o uso de uma janela de tempo no passado faz aumentar consideravelmente a quantidade dessas observações em cada passo de assimilação do sistema. Por exemplo, o máximo e o mínimo obtido para cada passo de assimilação ao longo da integração foi de 23 e 5 observações do Argo, respectivamente.

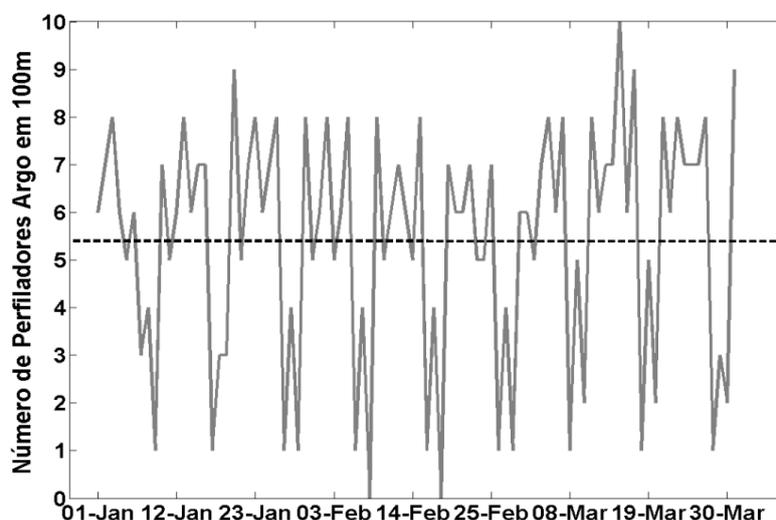


Figura 11: Número diário de perfiladores Argo na METAREAV, tomando 100 m como a profundidade de referência. A linha preta tracejada representa a média do número diário de perfiladores, considerando o período de 01 de janeiro até 31 de março de 2011.

Vários centros de previsão oceânica participantes do GODAE *OceanView* utilizam janelas de tempo no passado para considerar uma maior quantidade de observações na composição da análise. O HYCOM+NCODA, por exemplo, emprega uma janela de cinco dias no passado, e alguns sistemas chegam a estender esse período em até duas semanas (Dombrowsky *et al.*, 2009). Esta estratégia é especialmente válida para MADs com grande custo computacional, como o Filtro de Kalman por Conjuntos, já que o sistema se torna computacionalmente muito caro para gerar previsões diárias (Sakov *et al.*, 2010). Nesse caso, opta-se por previsões de longo prazo atualizadas semanalmente, o que torna ainda mais importante o uso de informações observacionais pretéritas.

4.1. TSM e AASM

Observando a Fig.12, é possível notar que tanto o controle quanto o experimento com assimilação estão com um forte viés positivo na TSM, quando comparado com as análises do OSTIA. O modelo está especialmente mais quente na região entre 18°S e 7°N, que corresponde a parte do Atlântico Tropical Oeste incluída na METAREAV. Nessa região, enquanto os experimentos acusam valores de TSM em torno de 29 e 30°C, as análises do OSTIA não ultrapassam o limite de 29°C. Além disso, nas proximidades de 36°S, verificam-se temperaturas abaixo de 21°C no campo do OSTIA, mas que são inexistentes nos experimentos.

Tendo em vista essa situação de viés positivo da TSM, não é possível observar diferenças significativas entre o controle e a previsão com assimilação. As maiores diferenças estão na região acima do equador, em que o MAD empregado foi capaz de reduzir, na média, em torno de 1°C, ampliando o contorno amarelo correspondente as temperaturas entre 27 e 28°C. Além disso, alguns vestígios bem claros da assimilação de dados do Argo podem ser observados na Fig.11b, como na região em 30°W e logo abaixo de 18°S, onde se verifica uma área em que houve resfriamento, com o formato circular semelhante ao do incremento da análise. É importante ressaltar que dentre todas as observações assimiladas, apenas 21 possuíam valores no nível de 0 m.

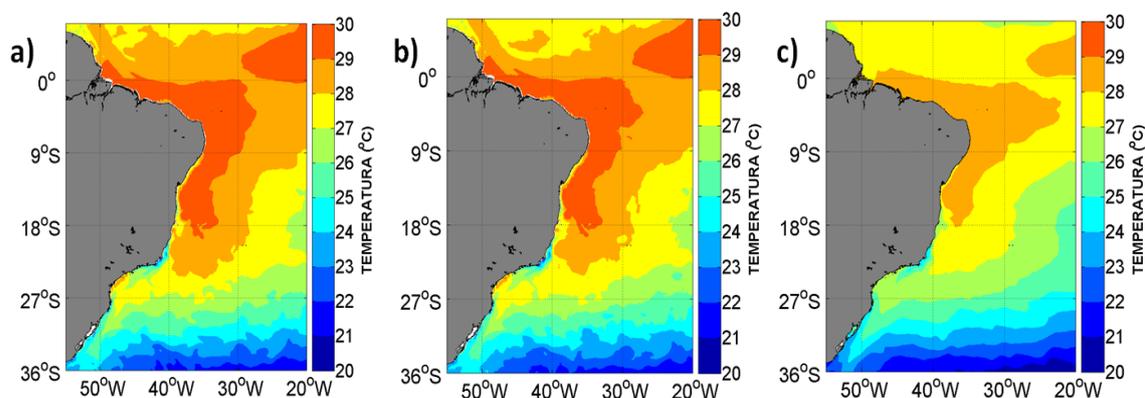


Figura 12: Mapa médio de TSM (°C) do (a) controle, (b) previsão do experimento com assimilação e (c) dados do OSTIA para o período de 2 janeiro a 31 de março de 2011.

Entretanto, quando se calcula o erro médio diário em relação ao OSTIA (Fig.13), percebe-se que nas primeiras previsões de 24 horas, a qualidade da TSM de ambos os experimentos era muito melhor do que ao final da integração. Em 2 de janeiro, os experimentos apresentavam um erro médio de 0,2°C, pois os campos iniciais de temperatura e salinidade provinham do processamento dos campos do HYCOM+NCODA. Contudo, esta condição rapidamente se deteriora, e ao final da

integração, o erro médio atinge em torno de 1,2 e 1°C para o controle e a previsão com assimilação, respectivamente. O MAD empregado, embora tenda a diminuir o erro médio durante a integração, ainda não é suficiente para reverter essa situação de viés positivo do modelo, já que a tendência de aquecimento na superfície se sustenta também no experimento com assimilação. Esta situação demonstra a importância da relaxação ou da assimilação de TSM para que o modelo seja corrigido na direção das observações. Inúmeros trabalhos ressaltam a relevância de se assimilar a TSM (Cummings, 2005; Chassignet *et al.*, 2007), pois esta variável é de suma importância para caracterizar os fluxos de calor superficiais e controlar a estrutura térmica da camada de mistura.

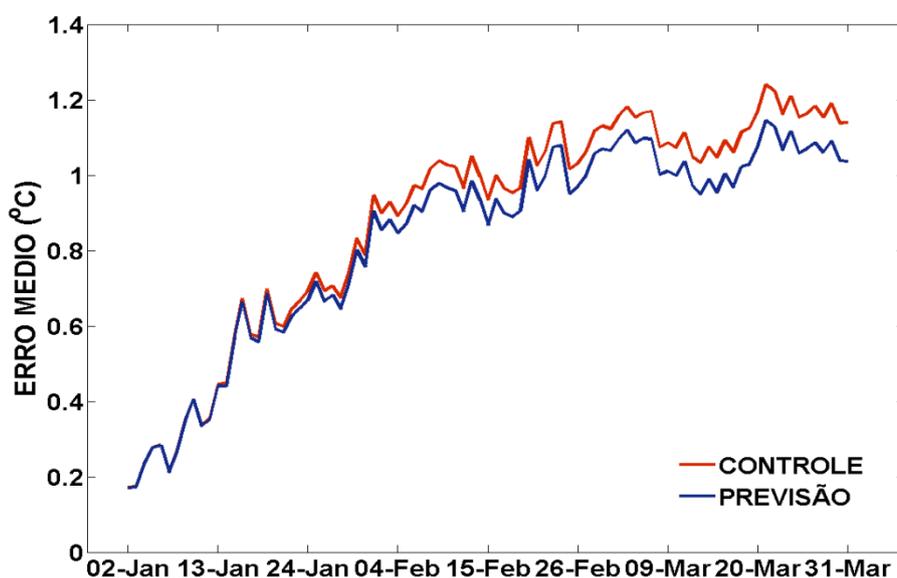


Figura 13: Erro médio diário da TSM (°C) do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul) em relação aos dados do OSTIA para o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011.

Outra variável superficial de extrema importância é a AASM, tendo em vista a sua grande relação com a profundidade e circulação na camada de mistura (Cooper e Haines, 1996). Para avaliar a AASM do modelo e compará-las com os dados do AVISO, as médias da ASM para a rodada de controle e para o experimento com assimilação foram calculadas utilizando a média da ASM no tempo – de 1 de Janeiro de 2003 a 31 de dezembro de 2009 – e na área.

Fica evidente, observando a Fig.14 e a Fig.15, que a assimilação de dados do Argo não refletiu em praticamente nenhuma mudança significativa na estrutura de AASM do modelo, seja quando se observa o mapa médio de AASM para o período de

integração (Fig.14), seja quando se calcula a série temporal de RMSE dos experimentos em relação aos dados de AASM do AVISO (Fig.15).

Observando a estrutura geral de AASM dos experimentos na Fig.14, o que se percebe de mais notável é a existência de uma região entre 18°S e 27°S com picos de AASM negativos, os quais são inexistentes no campo do AVISO, que chega a apresentar valores levemente positivos. Em outras palavras, os experimentos acusam o aparecimento de fortes cavados nessa região, enquanto o AVISO aponta para o aparecimento de cristas. Estes cavados se acentuam um pouco mais no experimento com assimilação. Além disso, entre 30°S e 36°S, os experimentos superestimam a AASM, criando regiões onde ela atinge valores entre 0,2 e 0,25 m, enquanto que no campo do AVISO, este pico é confinado a latitude de 35-36°S. Entretanto, o modelo também conseguiu capturar importantes feições presentes no campo do AVISO. Por exemplo, ambos os experimentos reproduziram, embora com maior intensidade, o sinal de AASM positivo próximo a foz do rio Amazonas.

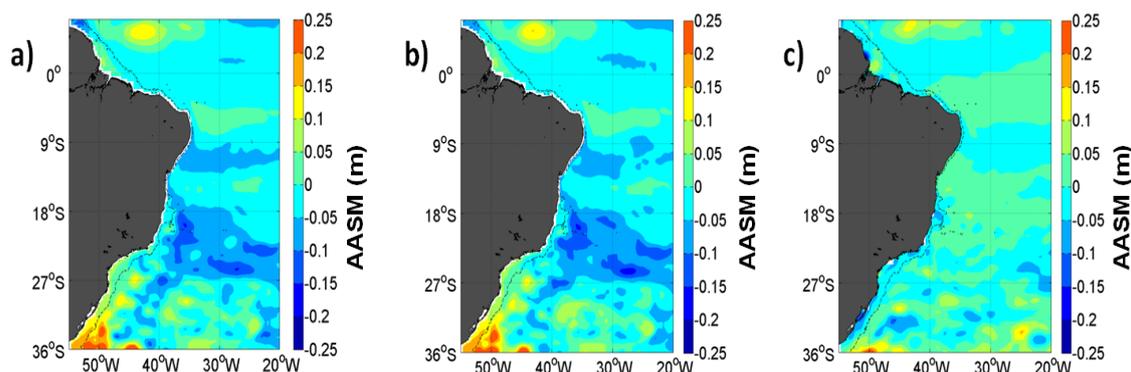


Figura 14: Mapa médio de AASM (m) do (a) controle, (b) previsão do experimento com assimilação e (c) dados do AVISO para o período de 2 janeiro a 31 de março de 2011.

A estrutura temporal do RMSE dos experimentos em relação aos dados de AASM do AVISO reforça ainda mais o quão ineficaz foi a assimilação de dados do Argo com a estratégia empregada em promover mudanças significativas na AASM do modelo (Fig.15). Inclusive, existe uma piora suave da previsão com assimilação em relação ao controle, apesar da grande semelhança entre os dois experimentos. Ao contrário do que ocorreu com a TSM, o RMSE da AASM em 2 de janeiro já se caracteriza por apresentar um valor elevado, correspondendo ao quinto maior valor da série. A ASM é uma variável diagnóstica do HYCOM. Deste modo, ela pode ser obtida indiretamente, após cada passo de tempo, através do potencial de Montgomery, que utiliza as espessuras das camadas do modelo e a pressão barotrópica para calcular a ASM

(Chin *et al.*, 2002). Entretanto, conforme já foi ressaltado na metodologia, o *restart* criado em 1 de Janeiro é derivado de duas fontes diferentes: (i) do processamento de uma saída do HYCOM+NCODA em níveis de profundidade padrão do Levitus, cujos campos de temperatura e salinidade são usados para criar as espessuras da camada do modelo através do *relax*; e (ii) de um arquivo de *restart* para o mesmo instante de tempo, proveniente de uma integração do HYCOM conduzida pelo Dr. Afonso Paiva da UFRJ, onde são extraídas algumas variáveis complementares, como a pressão barotrópica. Dessa forma, a ASM produzida contém informações tanto de (i) como de (ii). Já que em (ii) a integração é conduzida sem qualquer tipo de assimilação, a pressão barotrópica pode ter colaborado para gerar uma AASM cuja discrepância em relação ao AVISO é claramente evidenciada na Fig.14. A combinação desses campos levou a um desbalanceamento da condição inicial e gerou instabilidades que podem superar o impacto da assimilação.

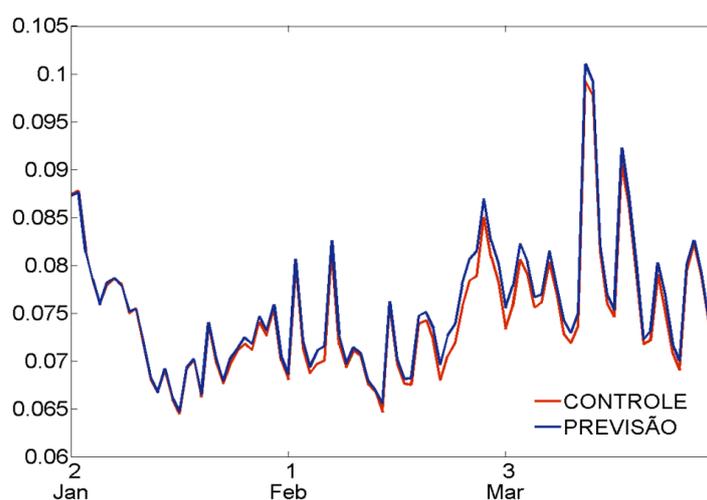


Figura 15: RMSE diário de AASM (m) do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul) em relação aos dados do AVISO para o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011.

Embora sejam variáveis superficiais, as assimilações de TSM e AASM são de extrema importância para qualquer sistema predictor oceânico. Atualmente, as observações de satélite fornecem campos de TSM e AASM em tempo quase real, os quais são amplamente utilizados pelos sistemas oceânicos de assimilação de dados. Tendo em vista a grande cobertura espacial dessas observações quando se compara com as observações de perfis verticais, existe um grande esforço para criar relações entre esses campos superficiais com as variáveis de sub-superfície (Ezer e Mellor, 1991; Ezer e Mellor, 1994; Cooper e Haines, 1996; Ezer e Mellor, 1997). Por exemplo, Ezer e Mellor (1997), realizam a assimilação de TSM e ASM para corrigir os campos

superficiais na direção das observações. Após isso, estabelecem correlações destas variáveis com a temperatura e salinidade de sub-superfície do modelo com o intuito de criar perfis verticais sintéticos, os quais são posteriormente assimilados. Estas estratégias visam passar a informação de satélites para a sub-superfície, aproveitando a sua alta resolução e cobertura espacial. Entretanto, as observações *in situ* não podem ser descartadas, pois estas são as únicas a caracterizar diretamente a variabilidade de sub-superfície e, portanto, também devem ser incluídas nos esquemas de assimilação.

Com os resultados apresentados, ficou demonstrado que a assimilação do Argo com a estratégia utilizada não foi suficiente para corrigir a TSM, as espessuras das camadas isopicnais e, conseqüentemente, a ASM do modelo. Dessa forma, torna-se essencial a elaboração de um esquema de assimilação multivariado que atue diretamente na correção das espessuras das camadas e que utilize tanto observações de satélite como observações *in situ* para compor a análise.

4.2. Temperatura e salinidade de sub-superfície

Para avaliar os campos de temperatura e salinidade de sub-superfície do modelo, foram utilizados os dados dos perfiladores Argo e das bóias ancoradas do PIRATA. Os perfiladores Argo são de extrema importância nessa avaliação, pois além de constituírem as observações assimiladas, também são usados para a validação independente da previsão de 24 horas, através dos perfiladores que ainda não foram assimilados.

Quando se observa a estrutura vertical diária do RMSE de temperatura em relação aos dados do Argo (Fig.16), percebe-se que o intervalo de profundidade entre 70 e 160 m é o que apresenta maiores erros em relação às observações, com destaque para o nível de 100 m. No caso da salinidade (Fig.17), estas profundidades também são críticas, embora os níveis abaixo de 70 m também apresentem erros relativamente altos. Os maiores RMSE observados durante a integração foram de 5°C e 0,8 PSU, ambos no nível de 100m. Esta faixa de profundidade corresponde a regiões de forte gradiente termohalino, compreendendo a termoclina e a haloclina. Segundo Hulburt *et al.* (2009), a termoclina e haloclina são regiões de difícil representação por parte dos modelos e, portanto, a simulação e/ou previsão acurada dessas feições constitui um dos grandes desafios para a modelagem numérica e para a assimilação de dados.

Tanto para temperatura quanto para salinidade, existe uma diminuição do RMSE com a profundidade, atingindo erros de praticamente zero na faixa dos 1000 m.

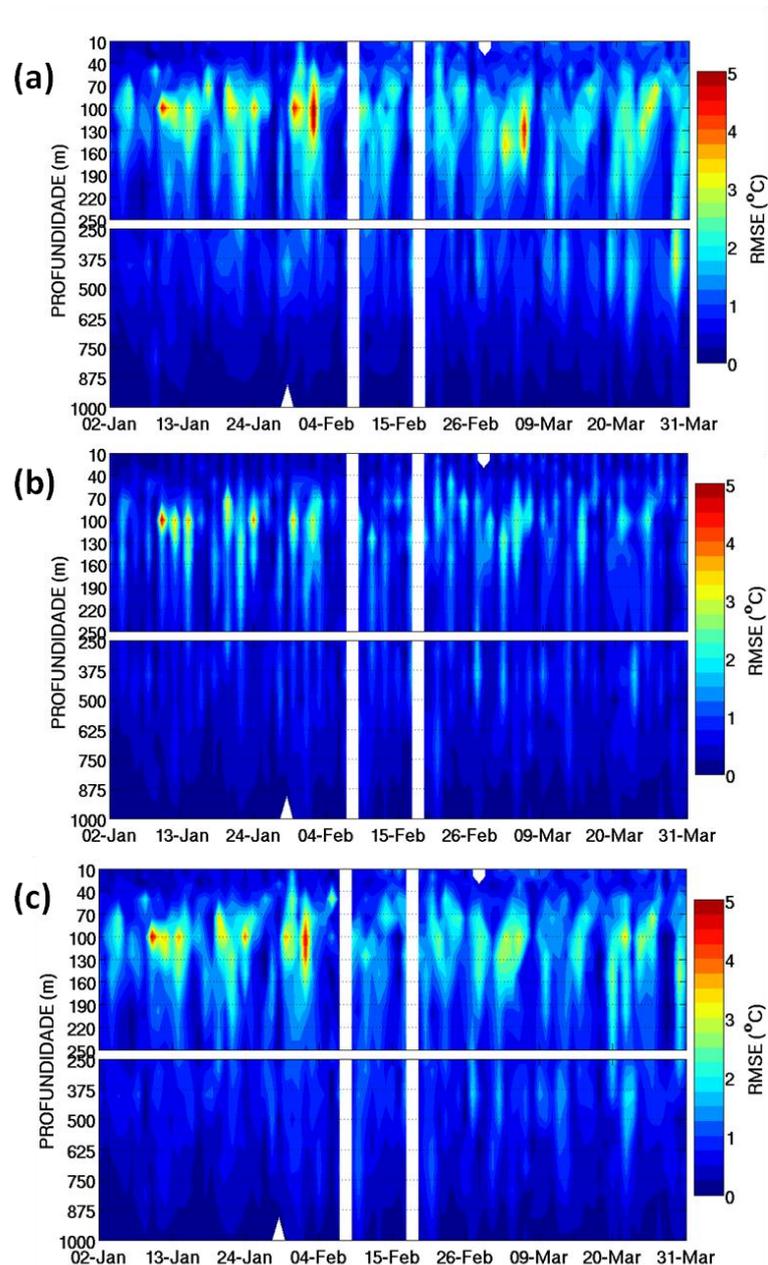


Figura 16: Estrutura vertical diária do RMSE de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em relação aos dados do Argo na METAREAV para 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, análise e previsão com assimilação, respectivamente. As lacunas em branco correspondem à ausência de dados do Argo.

Ainda observando a Fig.16 e Fig.17, fica evidente que o MAD empregado foi capaz de reduzir consideravelmente o RMSE de temperatura e salinidade, especialmente nos níveis até 250 m, produzindo análises mais acuradas do que o controle. É importante frisar que a assimilação foi executada somente a cada 48 horas. Deste

modo, sempre haverá um dia sem assimilação intercalado por dois dias onde os dados do Argo foram assimilados. Esta condição explica o aparecimento de alguns sinais de RMSE ainda altos na análise ao longo da integração, os quais estão intercalados por dias em que o erro diminuiu consideravelmente como consequência do emprego do MAD. Inclusive, quando se analisa os perfis de RMSE médio dos experimentos para todo o período de integração (Fig.18), nota-se que a assimilação conseguiu produzir análises de qualidade equivalente, no caso da temperatura, ou superior, no caso da salinidade, às análises do HYCOM+NCODA nos locais dos perfiladores Argo.

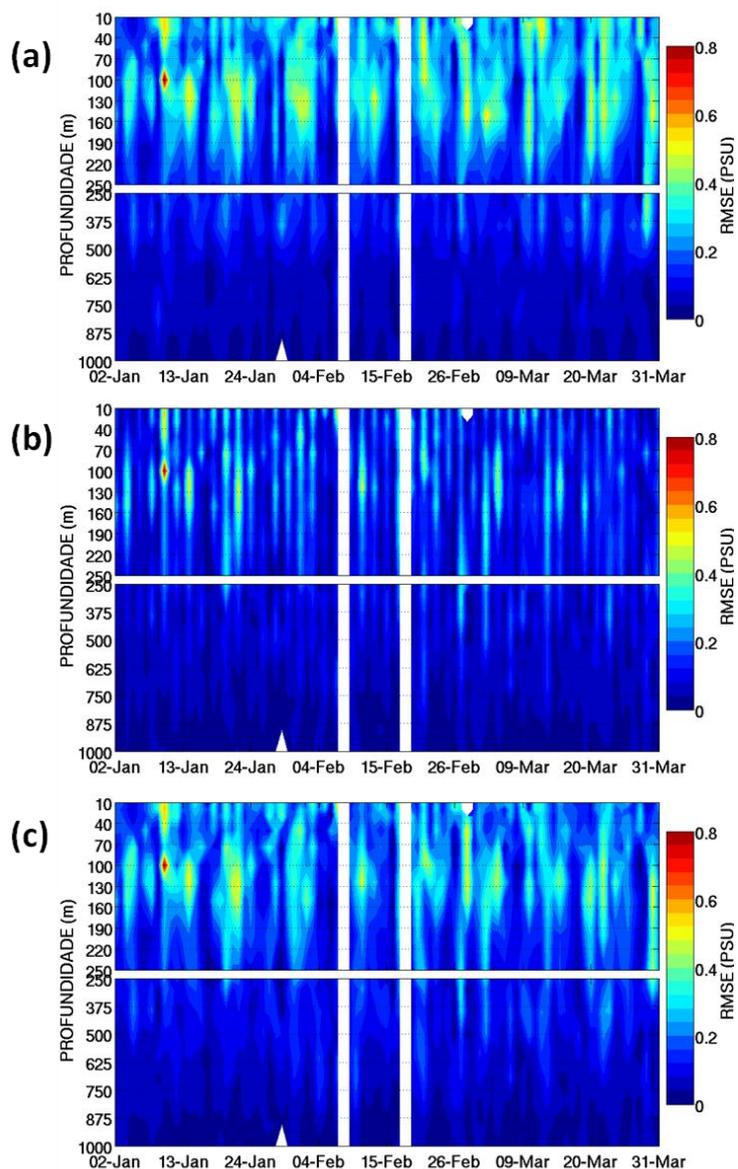


Figura 17: Estrutura vertical diária do RMSE de salinidade (PSU) em relação aos dados do Argo na METAREAV para 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, análise e previsão com assimilação, respectivamente. As lacunas em branco correspondem à ausência de dados do Argo.

A previsão é estritamente dependente da qualidade da condição inicial empregada, tendo em vista a natureza caótica dos modelos oceânicos e atmosféricos (Kalnay, 2003). Assim, se a assimilação consegue produzir análises mais acuradas do que o *background* para cada passo de tempo, existirá um ganho qualitativo na previsibilidade do modelo. Isto pode ser evidenciado na Fig.18, especialmente nos 250 m superiores, onde a análise reduziu bastante o RMSE de temperatura e salinidade e, portanto, ganhos de qualidade do experimento com assimilação em relação ao controle puderam ser notados nos locais das observações. Por outro lado, em locais que a análise foi levemente pior do que o controle, como na temperatura a partir de 1500 m, o experimento com assimilação seguiu a mesma tendência e também continuou pior em relação ao controle.

Diariamente (Fig.16 e Fig.17), notam-se alguns impactos positivos na previsão da temperatura e salinidade, principalmente a partir do mês de fevereiro. Em janeiro, praticamente não houve mudança na estrutura do RMSE de ambas as variáveis. Com relação à temperatura (Fig.16), as maiores mudanças ocorreram somente em março, onde é possível verificar alguns exemplos de diminuição do RMSE da previsão com assimilação em relação ao controle: i) em 6 de março, diminuição do erro em 2°C nos níveis de 125 e 150 m; ii) em 25 de março, diminuição do erro em 1°C no nível de 100 m; e iii) diminuição do erro em até 2,3°C em 29 de março, entre os níveis de 375 a 500 m. Os impactos na previsão da salinidade foram mais acentuados (Fig.17), e desde o começo de fevereiro já é possível observar modificações positivas. Em vários dias durante a integração, a previsão conseguiu diminuir o RMSE, modificando os contornos verdes e amarelos, correspondentes a 0,5 e 0,4 PSU, para os contornos azulados, que constituem RMSE menores.

A síntese dos impactos do MAD em relação ao Argo na previsão fica evidente na Fig.18. De fato, percebe-se que os ganhos na salinidade atingem maiores proporções do que os ganhos na temperatura, principalmente nos 250 m superiores, devido à maior distância entre previsão com assimilação e controle em apenas três meses de integração. Inclusive, até 75 m, o RMSE da salinidade da previsão com assimilação é menor do que o da análise do HYCOM+NCODA. Contudo, abaixo de 750 m, os impactos do MAD são menores devido à existência de erros já baixos para o controle, e até mesmo existe uma leve piora da análise de temperatura e, conseqüentemente, da sua previsão em relação ao controle.

Vale ressaltar que, embora sejam pontuais, os perfiladores Argo são observações lagrangeanas e estão sempre fornecendo dados em diferentes regiões oceânicas.

Dessa forma, o diagnóstico do impacto da assimilação, quando se valida os experimentos utilizando as informações do Argo, envolve áreas distintas do domínio da METAREAV (Fig.10). De forma geral, isto significa que o ganho de previsibilidade obtido acomete diferentes regiões da METAREAV e sinaliza que, na média, a temperatura e a salinidade evoluem na direção das observações, especialmente nos níveis até 250 m.

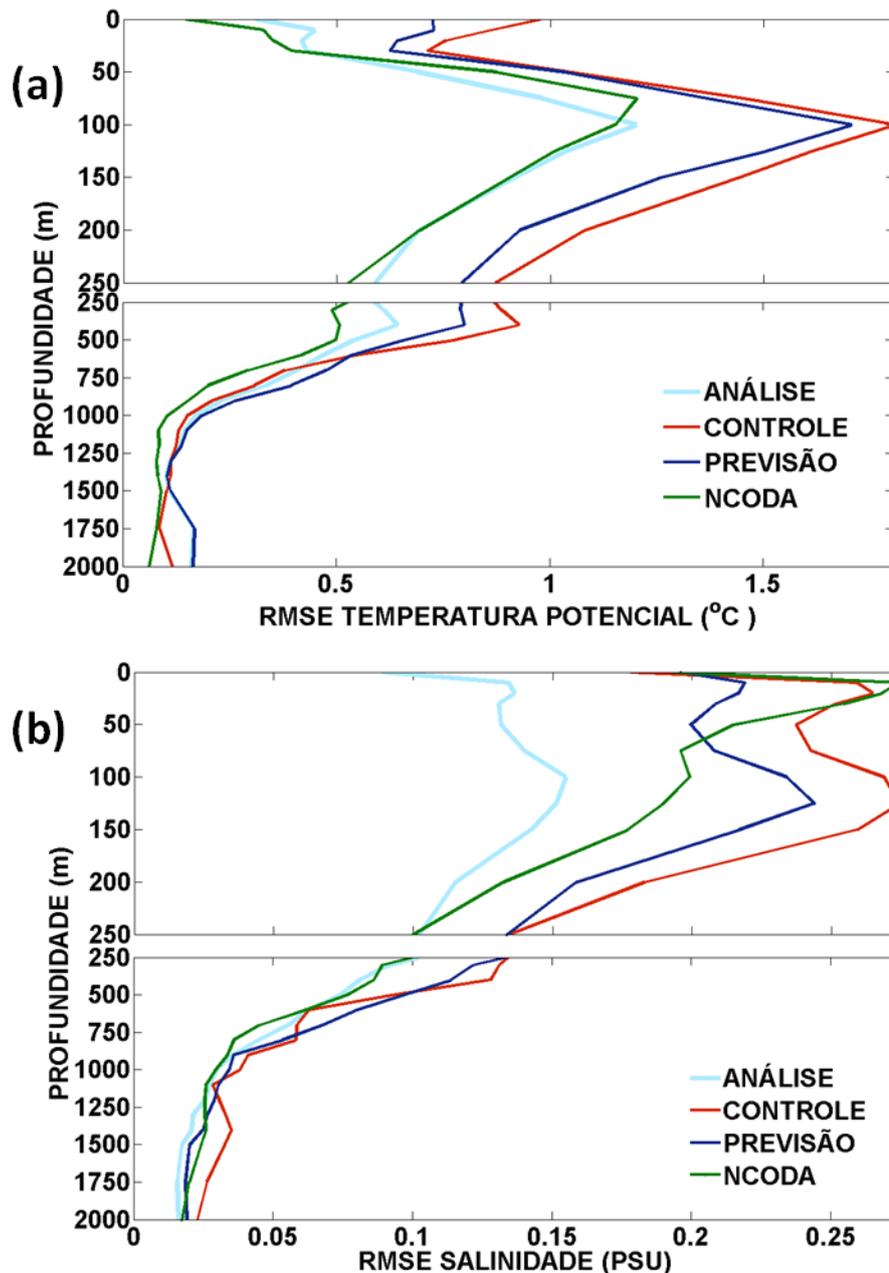


Figura 18: Perfis de RMSE de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (PSU) da análise (azul-claro), do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul-escuro) em relação aos dados do Argo para 2 de Janeiro a 31 de março de 2011 na METAREAV. O RMSE do HYCOM+NCODA está em verde.

Já com relação às observações do PIRATA, a evolução dos erros é sempre analisada nos mesmos pontos, já que são bóias ancoradas. Todas as bóias presentes na METAREAV foram consideradas na validação (Fig.10). A comparação com os dados do PIRATA também é de suma importância, pois se trata de uma validação independente para os experimentos.

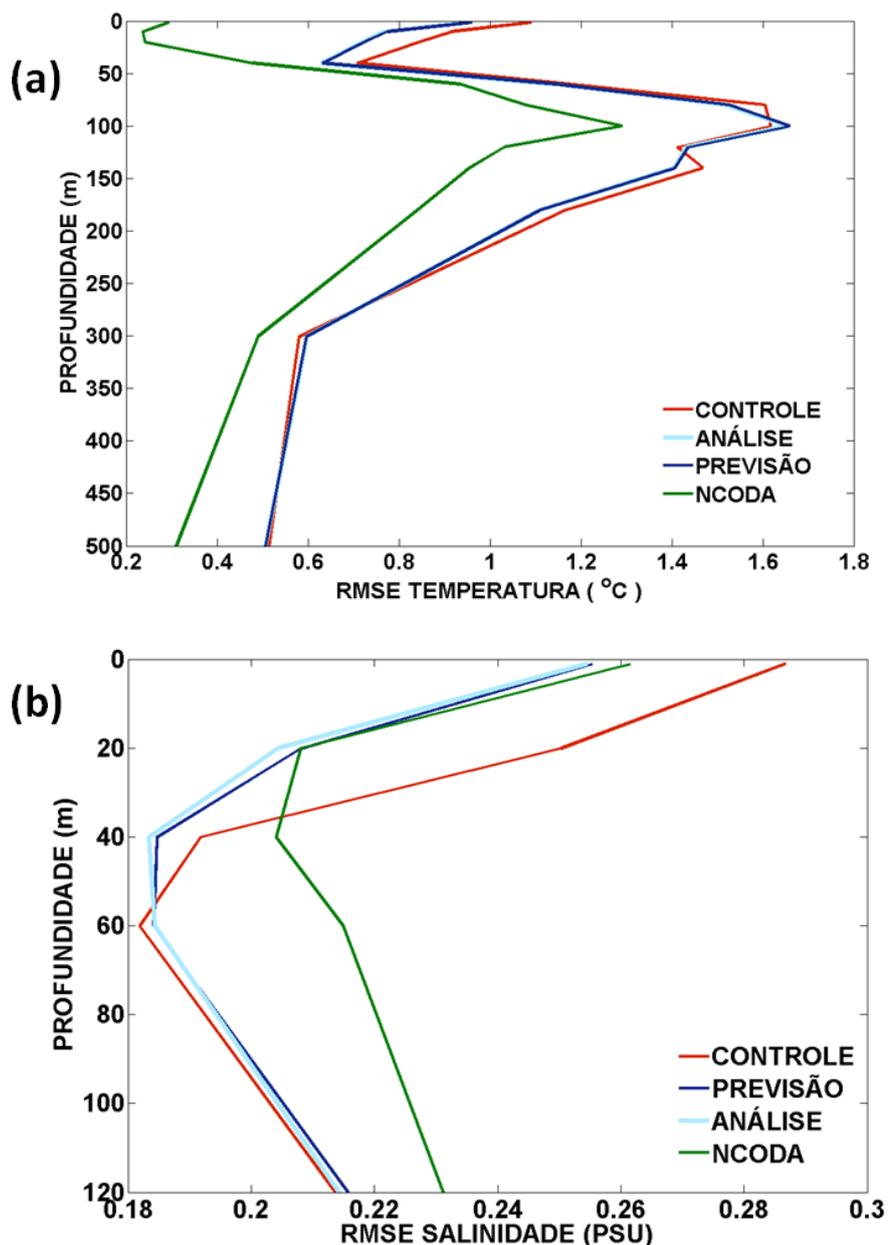


Figura 19: Perfis de RMSE de temperatura (°C) e salinidade (PSU) da análise (azul-claro), do controle (vermelho) e da previsão com assimilação (azul-escuro) em relação aos dados do PIRATA para 2 de janeiro a 31 de março de 2011 na METAREAV. O RMSE do HYCOM+NCODA está em verde.

Novamente, quando se analisa os perfis de RMSE médio dos experimentos em relação aos dados do PIRATA (Fig.19), é possível notar impactos mais pronunciados da assimilação na salinidade do que na temperatura. No caso desta última variável, o impacto positivo se restringe da superfície até 50 m. O restante do perfil de RMSE da análise e da previsão é basicamente igual ao controle. Por outro lado, os impactos na salinidade são notáveis e tanto a análise quanto a previsão exibem erros menores do que os do HYCOM+NCODA ao longo de toda a estrutura vertical. É importante considerar que foram utilizadas 7 bóias do PIRATA para validação, espalhadas entre 19°S e 4°N, 23°W e 38°W.

Uma das possíveis razões para o maior impacto da assimilação na salinidade em comparação com a temperatura pode estar relacionado com a inflação do erro observacional. Os erros das observações do Argo são extremamente pequenos, da ordem de 0,005°C e 0,01 PSU para temperatura e salinidade, respectivamente. Deste modo, conforme já foi ressaltado, o erro observacional deve ser inflacionado de forma que o MAD também considere o peso do *background*. Erros observacionais extremamente pequenos podem levar o modelo a copiar as observações, sem considerar o peso das previsões anteriores (Kalnay, 2003). Assim, no MAD empregado, os erros observacionais foram definidos como 0,5°C e 0,02 PSU (GMAO, 2006). Em termos comparativos, o erro da salinidade é apenas o dobro do erro observacional do equipamento, o que força o MAD a uma maior redução dos erros na direção das observações. Contudo, para temperatura, o erro é 100 vezes maior do que o erro de instrumentação. Dessa forma, é possível que, no caso da temperatura, o peso do *background* esteja excessivamente grande, fazendo com que a análise e a previsão produzam impactos menores, embora ainda assim positivos, durante esses três meses de integração.

A preocupação com a escolha dos erros observacionais é importante, já que um modelo configurado para 21 camadas verticais nem sempre pode representar com os máximos níveis de detalhe as feições observacionais, como por exemplo, a termoclina, que no Argo chega a ser amostrada em intervalos de até 2 m de profundidade. Com isso, forçar o MAD de maneira excessiva na direção das observações pode ser prejudicial e até mesmo causar instabilidade numérica ao longo da integração (Daley, 1991; Kalnay, 2003). Estudos de sensibilidade do método considerando diferentes erros observacionais devem ser realizados para que se tenha uma noção exata de quais são os valores capazes de produzir os melhores resultados.

Em essência, como o HYCOM é formulado em coordenadas verticais de densidade, as profundidades dos centros das camadas do modelo não são fixas e variam a cada passo de tempo de acordo com a temperatura, a salinidade e a própria densidade. Dessa forma, a busca pelo entendimento da assimilação de perfis verticais precisa atingir maior respaldo dentre os sistemas previsoires, já que embora não seja tão proeminente para outros modelos formulados em z , no caso do HYCOM torna-se um fator de grande importância e complexidade (Xie e Zhu, 2010). Thacker e Esenkov (2002) ressaltam claramente que: “*dentro do contexto do HYCOM, quando se corrige a temperatura, é necessário decidir para onde mover as interfaces das camadas, mantendo as suas densidades potenciais inalteradas, ou corrigir as densidades, mantendo as interfaces das camadas inalteradas*”. Dessa forma, um aspecto central nos esquemas de assimilação de perfis verticais envolvendo o HYCOM é a assimilação das “espessuras das camadas híbridas observadas” (Thacker e Esenkov, 2002; Thacker *et al.*, 2004; Xie e Zhu, 2010). Esta nova variável sintética, criada a partir dos perfis de densidade potencial das observações, é então assimilada para corrigir a espessura das camadas do modelo na direção das observações.

No esquema de assimilação proposto nesse trabalho, apenas a salinidade e a temperatura são assimiladas, com o intuito de que a informação do incremento da análise altere a densidade e, conseqüentemente, a espessura das camadas do modelo ao longo da integração. Esse esquema no contexto do HYCOM é tido como uma assimilação de perfis verticais clássica, como ocorreria em modelos formulados para coordenadas z fixas (Xie e Zhu, 2010). Além disso, a temperatura, a salinidade e a espessura das camadas do modelo são variáveis altamente interdependentes, o que reforça a criação de um método multivariado. Nesse trabalho, o K proposto é univariado, mesmo com a assimilação da temperatura e salinidade. Assim, para a assimilação ideal de perfis verticais no HYCOM, faz-se necessário a implementação de um MAD multivariado com: (i) a obtenção da análise através de um processo de otimização; e (ii) a inclusão da assimilação das espessuras das camadas híbridas observadas

No MAD proposto, se os pesos são escolhidos apropriadamente, ao invés de se usar fórmulas empíricas e parametrizadas, a assimilação pode convergir para um método de interpolação ótima (Kalnay, 2003), no qual o K é obtido através de um processo de minimização da forma quadrática e a análise é ótima.

A Fig.20 representa as diferenças diárias de RMSE entre análise e controle, e entre previsão e controle em relação aos dados do Argo e PIRATA. Quando essa diferença

é negativa, isto significa que naquele dia específico houve uma melhora da análise e/ou da previsão de temperatura e salinidade em relação à rodada de controle. Dessa forma, é possível observar que os impactos positivos prevaleceram ao longo do tempo tanto na análise quanto na previsão. Para o RMSE em relação ao Argo, 83% e 91% dos valores da análise de temperatura e salinidade indicam melhoras em relação ao controle, enquanto que na previsão, o percentual é de 63% e 81%, respectivamente. No caso do RMSE em relação ao PIRATA, as análises de temperatura e salinidade apresentam 83% e 80% dos seus valores abaixo do zero, enquanto que na previsão os valores são de 81% e 79%, respectivamente. Nota-se que os percentuais da análise e da previsão de temperatura em relação ao PIRATA, assim como os da salinidade, são quase iguais, já que não houve a assimilação dessas bóias. Em contrapartida, as análises de temperatura e salinidade do Argo são capazes de diminuir consideravelmente o erro em relação à previsão, uma vez que essas observações foram assimiladas. Ainda, é importante ressaltar que como a assimilação é executada a cada 48 horas, alguns perfiladores são também empregados independentemente para acompanhar a evolução da análise. E de fato, percebe-se na Fig.20, que basicamente em quase todos os dias o RMSE da análise diminui em relação ao controle, com impactos positivos de até 0,6°C e 0,15 PSU na temperatura e salinidade, respectivamente. O RMSE diário em relação ao Argo é calculado da superfície até 2000 m de profundidade e, portanto, estes valores representam ganhos em todo este intervalo de profundidade da coluna d'água.

A diferença do RMSE entre previsão e controle em relação ao Argo oscila mais em torno da linha do zero, quando se compara com o instante da análise (Fig.20). Isto pode ser verificado especialmente para o caso da temperatura, embora a maior parte da série represente impactos positivos. Com relação ao PIRATA, os resultados também são satisfatórios. Pela Fig.19, percebe-se que a diminuição do erro de temperatura por níveis de profundidade em relação ao controle é praticamente inexistente em boa parte do perfil de RMSE apresentado, quando se valida com as bóias PIRATA. Contudo, a evolução do RMSE no tempo é animadora, com grande parte da série da análise e da previsão apresentando melhoras em relação ao controle.

Os perfiladores Argo são medidas pontuais e o incremento da análise utilizado tem um raio de 10 pontos de grade apenas por cada nível de profundidade. Mesmo que seja esperada a propagação dos impactos da análise por todo o domínio do modelo ao longo da integração, a informação da assimilação tende a ficar mais restrita em torno das observações. Dessa forma, os trabalhos envolvendo a assimilação de perfis

verticais no HYCOM usaram grandes períodos de integração para avaliar os impactos e a real capacidade do MAD empregado em corrigir o modelo na direção das observações. Por exemplo, para a assimilação de XBT, Thacker *et al.* (2004) optaram por 20 anos de simulação envolvendo toda a extensão do oceano Atlântico entre 22°S e 67°N. Da mesma forma, Xie e Zhu (2010) consideraram 3 anos de simulação para avaliar os impactos da assimilação do sistema Argo na região do oceano Pacífico entre 28°S e 52°N, 95°E e 70°W. No presente trabalho, foram realizados apenas três meses de integração.

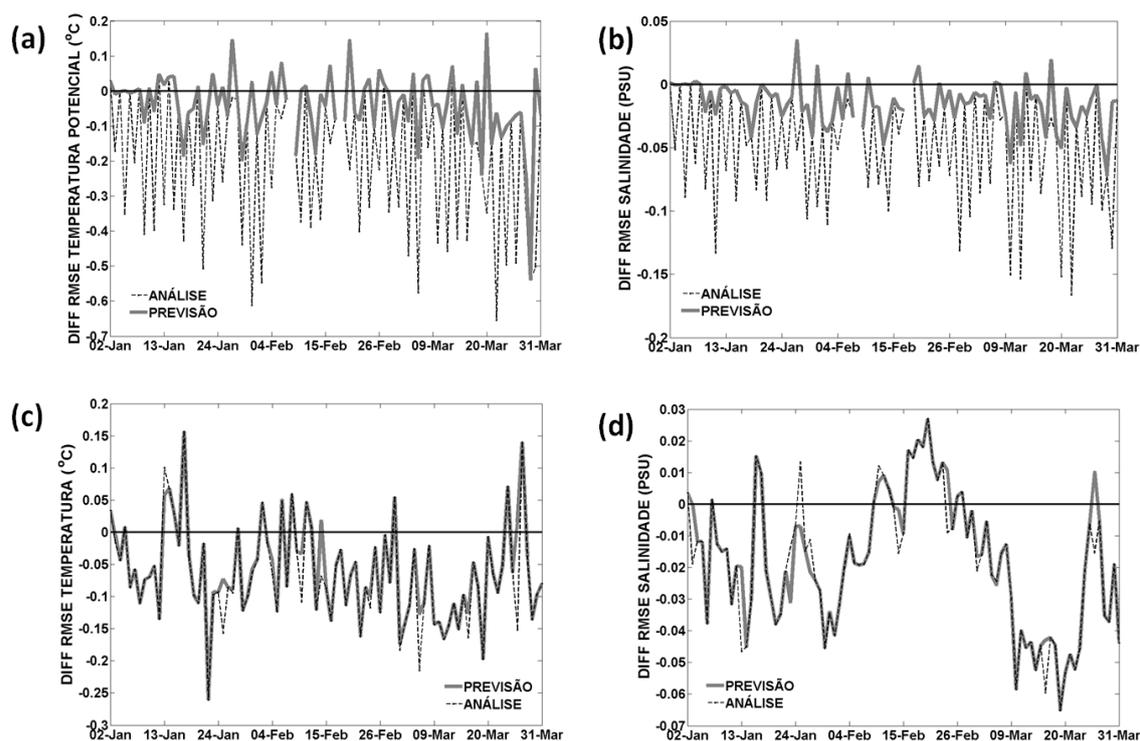


Figura 20: Diferença diária do RMSE de temperatura (°C) e salinidade (PSU) em relação ao ARGO (a) e (b) e PIRATA (c) e (d) entre previsão e controle (cinza) e entre análise e controle (preto tracejado). O RMSE do Argo vai até o nível de 2000 m para temperatura e salinidade, enquanto que nas bóias PIRATA é até 500 m para temperatura e 120 m para salinidade. A linha preta se refere à linha do zero e valores negativos indicam melhoras em relação ao controle.

Ainda assim, em termos espaciais, a diferença média da temperatura e salinidade entre a previsão e o controle para os três meses de integração atinge até 2,5°C e 0,6 PSU em regiões específicas do domínio (Fig.21). O nível de 100m é onde ocorrem as diferenças de maior magnitude tanto para a salinidade como para a temperatura. Nos níveis de 20 e 300 m, as mudanças dos campos, especialmente nos de temperatura, são menos significativas e os picos de diferenças entre previsão e controle ficam

restritos em pequenas áreas do domínio. No entanto, de uma forma geral, observa-se que a região com as maiores mudanças entre a previsão e o controle durante os três meses de integração corresponde à porção do Atlântico Equatorial Oeste incluída na METAREAV.

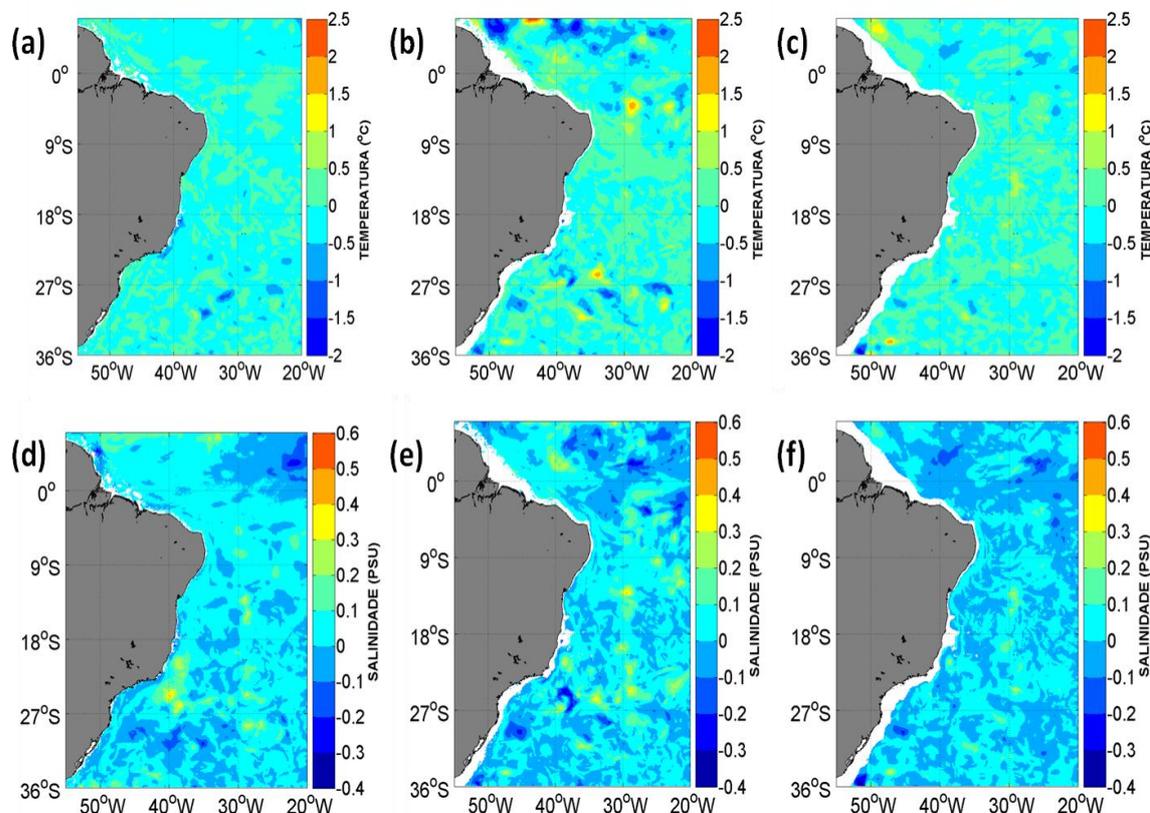


Figura 21: Mapa médio da diferença entre previsão e controle para a temperatura (a), (b) e (c) e para a salinidade (d), (e) e (f) em 20, 100 e 300 m, respectivamente, considerando o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011.

Dessa forma, nas próximas seções, todos os resultados irão focar a área do Atlântico Equatorial Oeste incluída na METAREAV, delimitada entre 7°S e 7°N, com o intuito de avaliar as regiões onde o MAD empregado foi capaz de gerar as maiores mudanças em relação ao controle.

4.3. Atlântico Equatorial Oeste

4.3.1. Diagrama TS

Através do diagrama TS médio avaliado nos locais dos perfiladores Argo situados na porção do Atlântico Equatorial Oeste da METAREAV (Fig.22), é possível perceber

claramente que a análise se encontra mais próxima das observações, seguida pela previsão e controle, respectivamente. Estes resultados estão de acordo com os impactos do MAD apresentados na seção anterior, os quais mostraram a análise com os menores erros em relação às observações. Com isso, existe um ganho da previsão em relação ao controle, o qual é também evidenciado no diagrama TS médio da Fig.22.

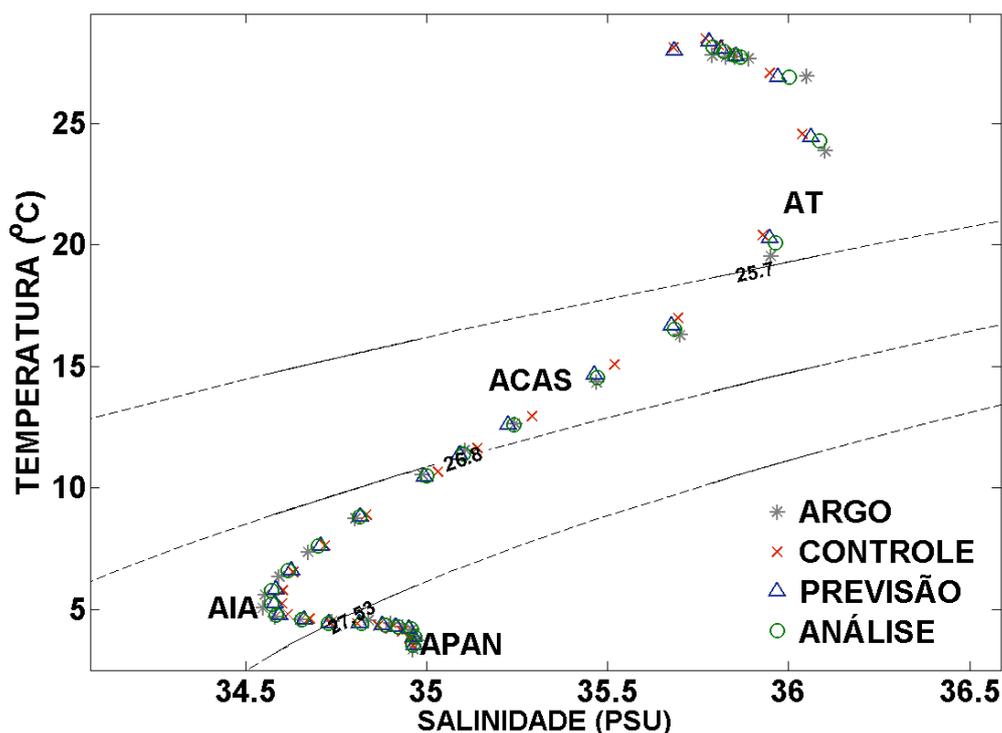


Figura 22: Diagrama TS médio nos locais dos perfiladores Argo situados entre 7°S e 7°N, 55°W e 20°W, para o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011. As legendas com estrelas em cinza, xis em vermelho, triângulos em azul e círculos em verde correspondem ao Argo, controle, previsão com assimilação e análise, respectivamente.

Neste diagrama TS, percebe-se que na superfície os dados da análise e do Argo estão bem próximos, enquanto que o controle e a previsão destoam, apresentando valores de salinidade menores do que o acusado pelas observações. À medida que se caminha em direção aos 100 primeiros metros de profundidade, é possível reconhecer tanto nos experimentos quanto nas observações um pico de salinidade máxima. De fato, na região do Atlântico Equatorial, é comum identificar a presença de um máximo de salinidade próximo à superfície (Schott *et al.*, 1998; Stramma e Schott, 1999). Segundo Stramma e Schott (1999), esse máximo de salinidade sub-superficial é formado pela subducção nas regiões de transição entre os subtropicais e os trópicos, e é transportado em direção ao equador. Como nas proximidades do equador ocorrem

grandes taxas de precipitação, a salinidade superficial é então menor do que a salinidade de sub-superfície, o que torna a AT nessa região menos salina em superfície do que na região subtropical. Apesar de todos os experimentos demonstrarem o aparecimento dessa feição, esse máximo de salinidade é mais intenso nos dados do Argo, seguido posteriormente pela análise, previsão com assimilação e controle.

Logo abaixo da AT, encontra-se a ACAS, que é reconhecida por apresentar uma relação aproximadamente linear entre temperatura e salinidade (Stramma e England, 1999), perceptível em todos os experimentos e também nos dados do Argo. Entretanto, os pontos do diagrama TS na faixa da ACAS correspondentes a análise e a previsão se encontram mais próximos aos pontos do Argo do que o controle, especialmente nos níveis de 150 e 200 m.

Com relação à AIA, um pico de salinidade mínimo é característico dessa massa de água e pode ser observado em todos os experimentos. Entretanto, em relação aos dados do Argo, as maiores discrepâncias, ainda que suaves, são notadas no controle, que subestima o mínimo de salinidade apresentado pelas observações. Em direção a maiores profundidades, praticamente nenhuma diferença pode ser evidenciada entre os experimentos e as observações.

4.3.2. Conteúdo de Calor

O conteúdo de calor (CC) é caracterizado como uma variável de grande importância climática. É especialmente utilizado em estudos de fenômenos que apresentam uma forte interação entre o oceano e a atmosfera, como o *El Niño* (Hasegawa e Hanawa, 2003). Além disso, o CC é empregado para caracterizar a variabilidade espaço-temporal de regiões com temperaturas superficiais e sub-superficiais anormalmente quentes, como é o caso da bacia quente do Hemisfério Ocidental, a qual engloba o Atlântico Equatorial (Enfield e Lee, 2005).

Devido à sua importância para estudos do clima, o CC é uma variável bastante utilizada para avaliar a qualidade de reanálises com o uso de MADs e para verificar o potencial da assimilação de dados em proporcionar mudanças climáticas nos oceanos (Carton e Giese, 2008). Dessa forma, neste trabalho, foram avaliados os mapas médios de conteúdo de calor nos 300 primeiros metros da coluna d'água para os três meses de integração, enfocando especificamente a região do Atlântico Equatorial Oeste incluída na METAREAV (Fig.23).

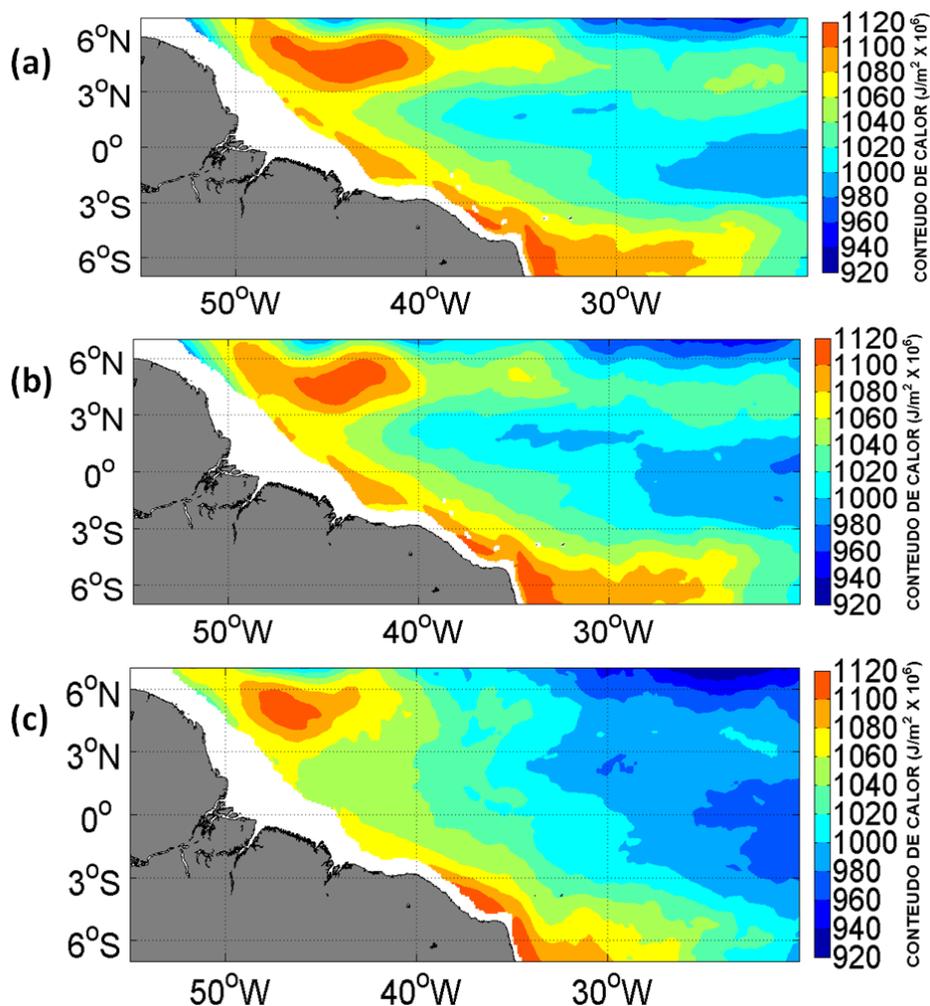


Figura 23: Mapa médio do conteúdo de calor (J/m^2) nos 300 primeiros metros da coluna d'água para a região delimitada entre 7°S e 7°N, 55°W e 20°W, considerando o período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e a análise do HYCOM+NCODA, respectivamente.

De acordo com a Fig.23, nota-se que o controle está armazenando excessivamente mais calor do que as análises do HYCOM+NCODA nos 300 m superiores do oceano, especialmente a leste de 40°W. Por exemplo, o HYCOM+NCODA aponta para o aparecimento de valores abaixo de 940 J/m^2 logo acima de 6°N e em torno de 25°W, os quais são inexistentes nos experimentos. Da mesma forma que ocorreu com a TSM, parece que o modelo também está demasiadamente mais quente nos 300 m superficiais do oceano Atlântico Equatorial Oeste. Entretanto, é importante considerar que o próprio modelo foi capaz de reproduzir algumas feições também vistas no HYCOM+NCODA, como a faixa quente que acompanha o talude e o aparecimento de uma área com altos valores de CC entre 3°N e 6°N, 50°W e 40°W. Sabe-se que o sistema CNB/CNBSS são as principais correntes que transportam calor para o hemisfério Norte no Oceano Atlântico e os 300 primeiros metros de profundidade são

suficientes para incluir o núcleo da CNB de maiores transportes (Johns *et al.*, 1998). Assim, é normal a presença de uma faixa bem definida ao longo da costa com altos valores de CC, que representa o ramo da CNB e que está presente tanto nos experimentos quanto na análise do HYCOM+NCODA.

Embora sejam observações pontuais, a previsão com assimilação de dados do Argo foi capaz de causar modificações de larga-escala no CC do Atlântico Equatorial Oeste em relação à rodada de controle. É possível perceber, especialmente na faixa entre 3°N e 6°N, que existe uma tendência de diminuição do CC do experimento com assimilação na direção do HYCOM+NCODA. Ainda que a previsão com assimilação apresente valores consideravelmente altos em relação ao HYCOM+NCODA, existiu uma diminuição de 20 J/m² em diversas regiões ao longo dessa faixa de latitude, o que reforça a tendência do MAD em resfriar o modelo nas camadas mais superficiais. Apesar de não constar na Fig.23, a análise apresenta modificações bem semelhantes a aquelas apresentadas pela previsão.

Diariamente, essa redução do CC do experimento com assimilação também pode ser observada em relação ao controle, principalmente a partir de fevereiro e março. Da mesma forma que ocorreu com a TSM, é evidente que o MAD apresenta impactos positivos, já que ele tende a diminuir o CC na direção do HYCOM+NCODA. Entretanto, a magnitude desse impacto acaba sendo insuficiente para a previsão seguir exatamente a mesma tendência do HYCOM+NCODA nesses três primeiros meses de integração. Isso fica claro principalmente quando se considera o mês de março, onde o experimento com assimilação, embora possua valores menores, acompanha a mesma tendência do controle de crescimento do CC, enquanto que o HYCOM+NCODA apresenta uma queda abrupta nos valores diários de CC, especialmente no final de março. Contudo, segundo Enfield e Lee (2005), a parte da bacia quente do Hemisfério Ocidental correspondente ao Atlântico Equatorial atinge seu ápice durante a primavera do Hemisfério Norte, o que não justifica a queda abrupta apresentada pelos valores de CC do HYCOM+NCODA nos últimos dias de março.

O período de integração permanece como um ponto importante a ser discutido. Os esquemas que assimilam apenas perfis verticais precisam de anos de integração para avaliar a real capacidade do MAD empregado em corrigir o modelo na direção das observações. Como se tratam de observações pontuais, a mudança do estado físico do modelo proporcionado pelo MAD é mais demorada e, segundo os trabalhos de Xie e Zhu (2010) e Thacker *et al.* (2004), é preciso de anos de integração para avaliar o

potencial do MAD. Dessa forma, no presente trabalho é evidente que nos três primeiros meses de integração os impactos já foram positivos, com as suas maiores magnitudes no mês de março. É possível que com um maior tempo de integração, o experimento com assimilação possa se distanciar cada vez mais do controle na direção das observações e das análises globais. De qualquer forma, apenas nos três primeiros meses a previsão com assimilação já evidencia avanços positivos em relação ao controle, conforme mostra a análise do CC para o Atlântico Equatorial Oeste. Assim, o uso deste esquema de assimilação de dados já seria suficiente para prover uma reanálise de melhor qualidade do que o controle puramente.

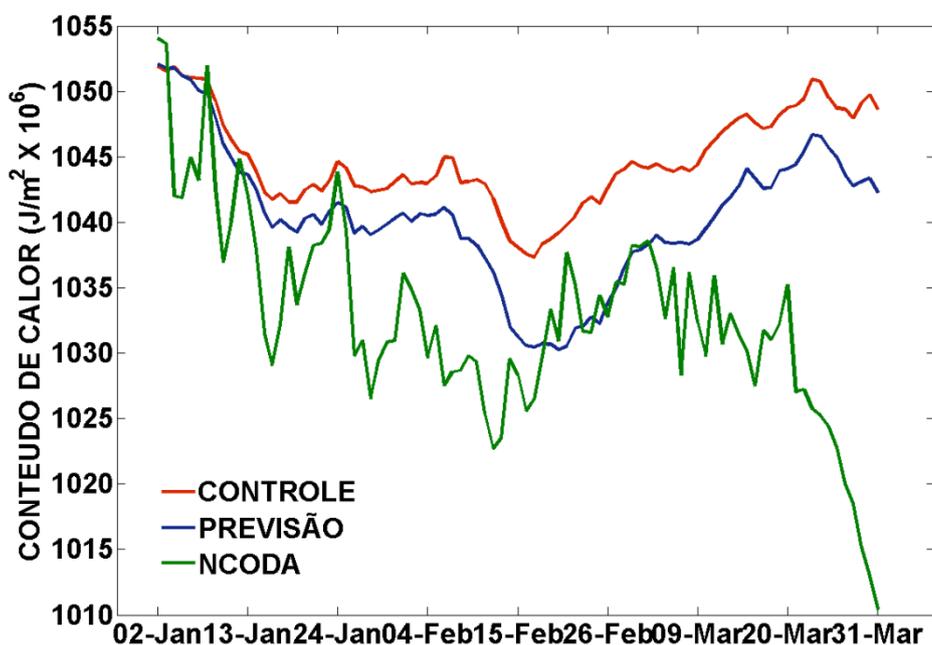


Figura 24: Conteúdo de calor diário (J/m²) nos 300 primeiros metros da coluna d'água do controle (vermelho), da previsão com assimilação (azul) e do HYCOM+NCODA (verde) para a região delimitada entre 7°S e 7°N, 55°W e 20°W, no período de 2 de janeiro até 31 de março de 2011.

4.3.3. Retroflexão da CNB e a CCNE

Em superfície, a retroflexão da CNB (RCNB) é intermitente (Johns *et al.*, 1998; Garrafo *et al.*, 2003, Fonseca *et al.*, 2004). No período de verão e outono do Hemisfério Norte, a RCNB está presente e posicionada em torno de 50°W, enquanto que nos meses de inverno e primavera, esta enfraquece, fazendo com que a maior parte da CNB siga para noroeste. Inclusive, segundo Johns *et al.* (1998), existe a

possibilidade da RCNB em superfície desaparecer temporariamente, especialmente nos meses de abril a junho.

De acordo com a Fig.25, é possível observar que quando se toma a média dos campos de velocidade para os três meses de integração, a RCNB em superfície está ausente tanto no controle quanto no experimento com assimilação, com praticamente todo fluxo da CNB seguindo para noroeste. Entretanto, no caso do HYCOM+NCODA, é possível verificar a existência da RCNB, embora a retroflexão esteja claramente enfraquecida. Como a integração se estendeu de janeiro até março de 2011, o padrão encontrado para o HYCOM+NCODA corrobora com o encontrado na literatura, que sugere o enfraquecimento da RCNB em superfície durante o inverno do Hemisfério Norte. Contudo, para o controle e para a previsão com assimilação, a ausência da RCNB já em pleno inverno não está de acordo com o sugerido por Johns *et al.* (1998), que indica que o desaparecimento dessa feição é predominantemente na primavera do Hemisfério Norte.

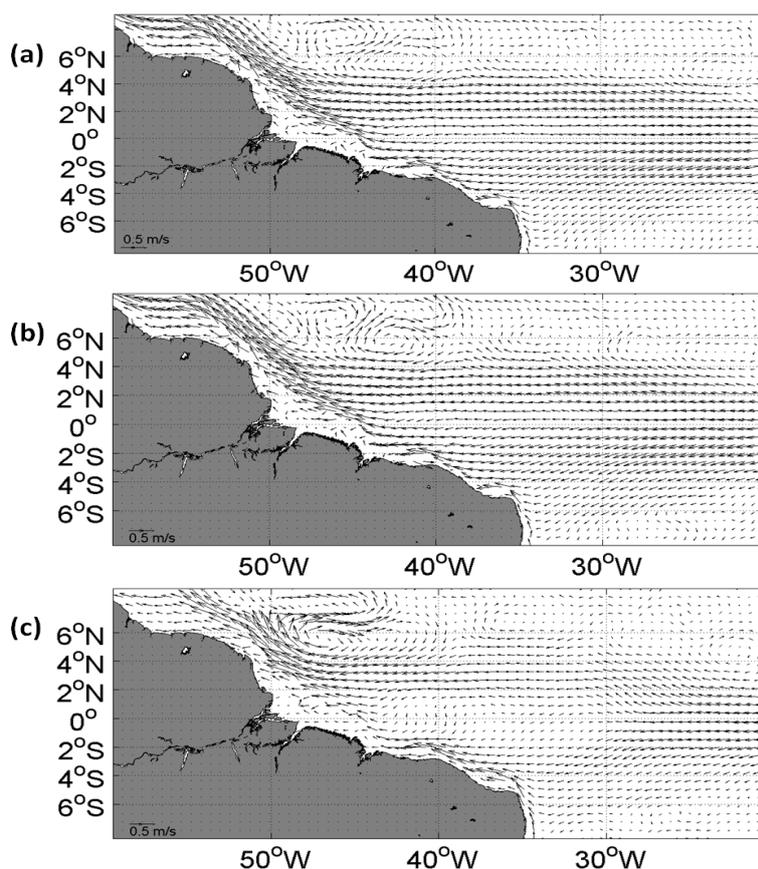


Figura 25: Campo médio da velocidade (m/s) em superfície para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011 na porção do Atlântico Equatorial Oeste incluída na METAREAV. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA.

Outra feição extremamente variável na superfície e com ciclo sazonal bem marcado é a CCNE (Urbano *et al.*, 2006). De acordo com Fonseca *et al.* (2004), a sua circulação na superfície é controlada pela posição da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT). Quando a ZCIT está localizada mais ao norte, durante o verão do Hemisfério Norte, a CCNE apresenta velocidades intensas para leste. Por outro lado, quando a ZCIT se encontra em sua posição mais ao sul, durante o inverno do Hemisfério Norte, a CCNE enfraquece e pode ser substituída por um fluxo para oeste. De fato, como o período de integração correspondeu ao inverno do Hemisfério Norte, em nenhum dos experimentos e nem na análise do HYCOM+NCODA a CCNE em superfície está bem definida, mas sim ocorre a presença de um fluxo bem caracterizado para oeste (Fig.25). Inclusive, a magnitude desse fluxo para oeste nos experimentos está muito maior do que o sugerido pelo HYCOM+NCODA. A própria CNB em superfície está muito mais intensa nos experimentos do que no HYCOM+NCODA.

Em sub-superfície, existe uma retroflexão permanente da CNB, a qual abastece a CESS e uma retroflexão sazonal que alimenta o sistema CCNE/CNESS (Garrafo *et al.*, 2003). Em todos os experimentos, inclusive na análise do HYCOM+NCODA, a retroflexão sazonal mais ao norte está presente e, conseqüentemente, a CCNE também (Fig.26). Tanto na previsão quanto no controle, esta retroflexão está posicionada em aproximadamente 8°N, enquanto que no HYCOM+NCODA ela se situa pouco acima de 6°N. A posição dessa retroflexão é estabelecida em torno de $6,7^{\circ}\text{N} \pm 1,8^{\circ}$, apresentando grande variabilidade interanual (Fonseca *et al.*, 2004). Deste modo, a sua posição na análise do HYCOM+NCODA está mais próxima da sua posição média do que nos experimentos, nos quais embora a retroflexão esteja localizada mais para o norte, ainda está dentro do padrão sugerido pela literatura.

De acordo com Silveira *et al.* (1999), o comportamento de uma corrente de contorno oeste ao se separar da costa é meandrar e/ou comportar-se como uma onda de Rossby. No caso da CNB, como a linha de costa forma um ângulo obtuso com o norte, assim como há uma assimetria no transporte das correntes convergentes, esta corrente forma uma retroflexão com um meandro da ordem de 700 km (Silveira *et al.*, 1999). No caso do controle e da previsão com assimilação, é possível perceber claramente esse meandramento causado pela retroflexão, porém no caso do último experimento, os meandros estão mais bem caracterizados, principalmente entre 50°W e 40°W (Fig.26). Já para o HYCOM+NCODA, o meandramento também ocorre e é mais caótico, gerando uma CNEE totalmente instável e também caótica.

A CESS é suprida pela retroflexão permanente da CNB logo após o equador e pelo fluxo de retorno formado pela retroflexão mais ao norte (Dengler *et al.*, 2004). No caso do controle, a CESS é basicamente alimentada pelo fluxo de retorno, já que a retroflexão permanente não está bem definida, com apenas uma pequena parcela da CNB sofrendo retroflexão logo abaixo do equador (Fig.26). Na previsão com assimilação, embora também a CESS seja alimentada pelo fluxo de retorno, existe um ramo da retroflexão mais bem definido em torno de 2°N, assim como é evidente na análise do HYCOM+NCODA e como também é sugerido pela literatura.

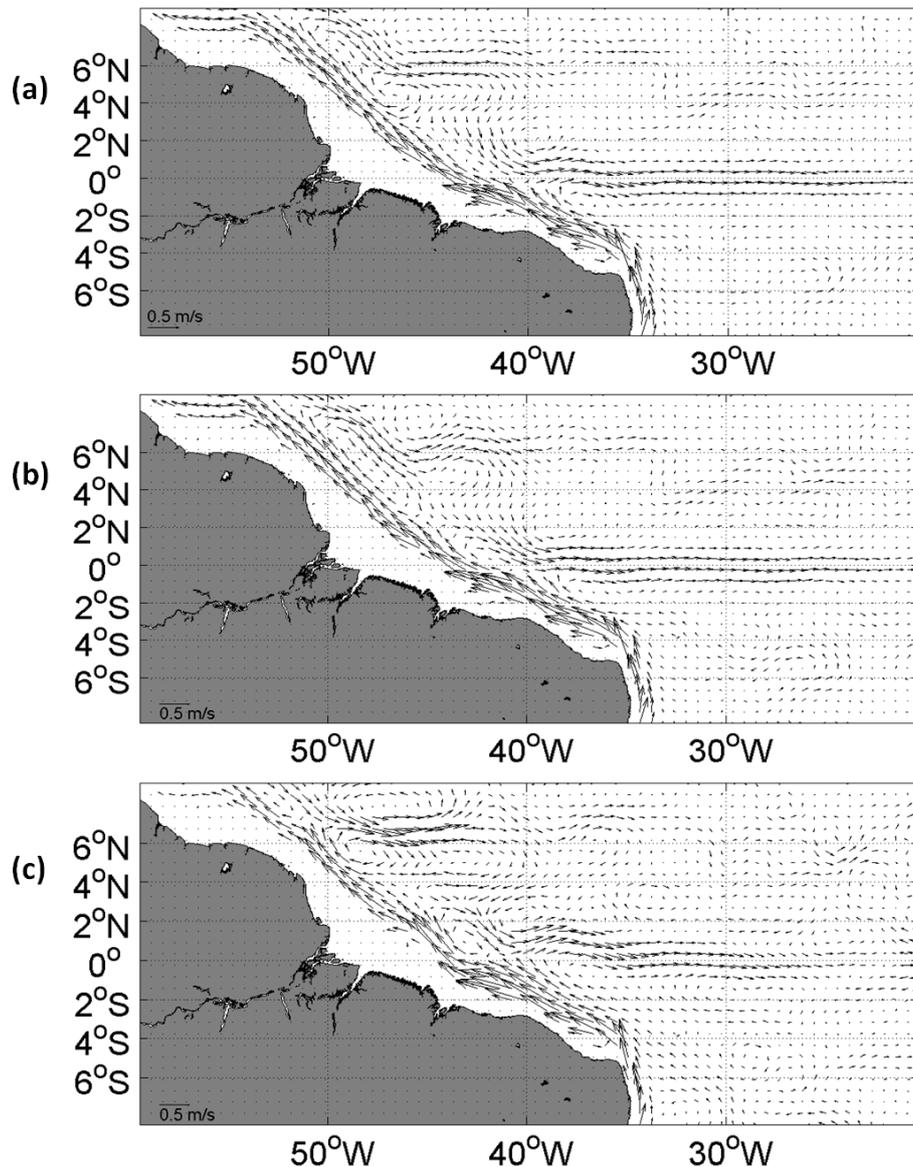


Figura 26: Campo médio da velocidade (m/s) em 100 m para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011 na porção do Atlântico Equatorial Oeste incluída na METAREAV. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA.

4.3.4. Seções de velocidade e transporte de volume

Com a finalidade de estudar a circulação do Atlântico Equatorial Oeste e verificar o impacto proporcionado pela assimilação de dados do Argo na estrutura e intensidade das correntes, foram avaliadas algumas das correntes predominantes nessa região, como a CNB/CNBSS, a CESS e a CCNE. Para tanto, foi calculado o transporte médio de volume e foram investigadas seções meridionais e zonais das velocidades para todo o período de integração.

A Fig.27 representa o campo médio da velocidade meridional em 5°S, de forma a avaliar principalmente a estrutura e intensidade do sistema CNB/CNBSS. A latitude de 5°S foi escolhida, pois existem trabalhos que usaram dados observados para estudar as correntes de contorno oeste justamente nessa faixa latitudinal (Dengler *et al.*, 2004; Schott *et al.*, 2005). De acordo com a Fig.27, percebe-se que o sistema CNB/CNBSS está com velocidades meridionais muito mais intensas no controle e na previsão com assimilação, quando se compara estes dois experimentos com o HYCOM+NCODA. Enquanto no controle e na previsão as velocidades máximas atingem em torno de 1,1 e 1,2 m/s entre 100 e 200 m de profundidade, no HYCOM+NCODA não se ultrapassa o valor de 0,9 m/s. Além disso, é possível notar que valores de velocidade em torno 0,9 m/s se mantêm até a profundidade de 300 m nos experimentos, o que não se verifica no HYCOM+NCODA. Desse modo, os valores do transporte meridional para a CNB/CNBSS são extremamente altos, caracterizando 45 Sv e 44,5 Sv até 1000 m de profundidade no controle e na previsão com assimilação, respectivamente. De acordo com Schott *et al.* (2005), o transporte médio anual da CNB/CNBSS até 1100 m de profundidade e ao longo de 5°S é de $26,5 \pm 3,7$ Sv. No caso da análise do HYCOM+NCODA, o valor do transporte médio foi de 23 Sv, o que está de acordo com os padrões sugeridos por Schott *et al.* (2005).

Assim como a CCNE, a CNB também apresenta um ciclo sazonal bem marcado em função da migração da ZCIT e das mudanças associadas ao rotacional do vento (Fonseca *et al.*, 2004). Entretanto, de acordo com Johns *et al.* (1998), uma porção significativa do seu transporte também é explicado pela componente termohalina. Os máximos transportes da CNB ocorrem em julho-agosto, enquanto que os mínimos acontecem em abril-maio. Levando em consideração de que o mês final da integração foi em março e que o transporte médio dos experimentos representam quase o dobro daquele encontrado na análise do HYCOM+NCODA, é evidente que o modelo não está conseguindo representar o sistema CNB/CNBSS com acurácia, inclusive o experimento com assimilação.

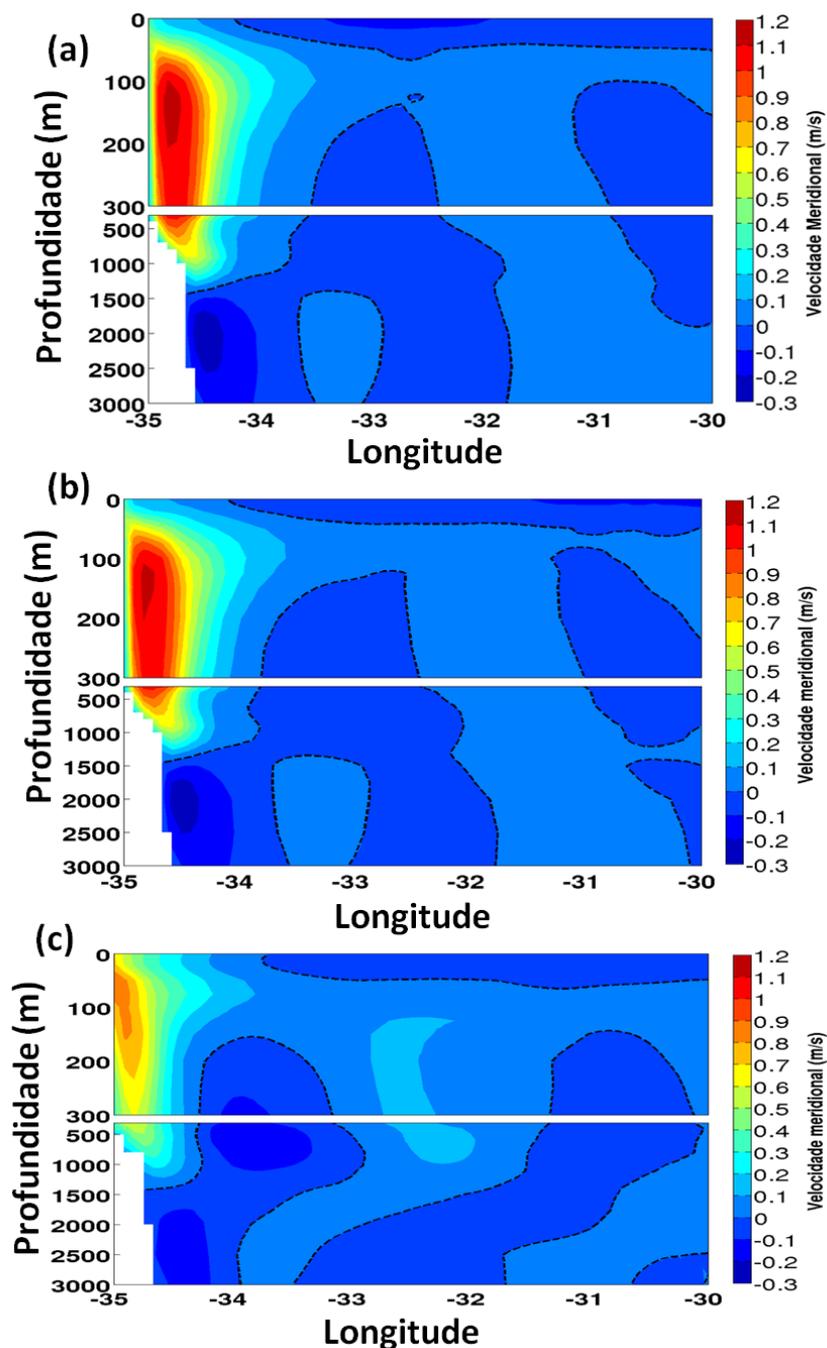


Figura 27: Média da velocidade meridional (m/s) em 5°S para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA. A linha preta tracejada indica o contorno de 0 m/s.

Além do sistema CNB/CNBSS, a corrente de contorno oeste profunda (CPCO) do Atlântico Norte nos experimentos também é superestimada em relação ao HYCOM+NCODA, estando cerca de 0,1 m/s mais intensa (Fig.27). Contudo, Dengler *et al.* (2004), através de medições com *Acoustic Doppler Current Profilers* (ADCPs), estimaram o núcleo dessa CPCO em 0,3 m/s durante março de 2000 e ao longo de 11°S. A informação de Dengler *et al.* (2004) está mais condizente com os

experimentos do que com o HYCOM+NCODA, cuja velocidade do núcleo é em torno de 0,2 m/s.

Para avaliar as correntes zonais, como a CESS, a CCNE e o próprio componente zonal da CNB/CNBSS, uma seção de velocidade foi estabelecida em 35°W (Fig.28). Dentre essas correntes, a CCNE é bastante estudada pelo seu forte caráter sazonal e por apresentar dois núcleos de velocidade em diferentes profundidades (Urbano *et al.*, 2006), os quais estão posicionados entre 3°N-8°N e entre 8°N-13°N para o núcleo mais ao sul (sCCNE) e o núcleo mais ao norte (nCCNE), respectivamente. Percebe-se que o experimento com assimilação e a análise do HYCOM+NCODA conseguem representar com fidelidade os dois núcleos da CCNE. Inclusive, as velocidades de ambos os núcleos estão bem parecidas entre o experimento com assimilação e o HYCOM+NCODA, atingindo aproximadamente 0,2 m/s no sCCNE e 0,3 m/s no nCCNE. Já para o controle, o sCCNE não está bem caracterizado, pois ocorre a existência de três picos difusos de velocidade em torno de 0,2 m/s, inclusive com um deles atingindo a profundidade de 500 m. No caso da previsão com assimilação e do HYCOM+NCODA, o núcleo do sCCNE é confinado em profundidades menores, embora este ainda alcance a profundidade de 300 m para a previsão com assimilação, enquanto que na análise do HYCOM+NCODA é limitado em 200 m.

Quanto ao posicionamento dos núcleos da CCNE, é possível notar que o nCCNE dos experimentos estão localizados em torno de 7°N, fora dos padrões estabelecidos por Urbano *al.* (2006). Já para o HYCOM+NCODA, o nCCNE se encontra em aproximadamente 8°N que corresponde ao limite mais ao sul em que esse núcleo pode se localizar (Fig.28). Pelo fato do sCCNE do controle apresentar três picos separados de velocidade, com um alcançando grandes profundidades, e pelo fato do seu nCCNE ser suavemente mais intenso do que nos demais experimentos, o transporte zonal médio da CCNE do controle apresenta o valor mais elevado de 16,9 Sv. Posteriormente, aparece a previsão com assimilação e a análise do HYCOM+NCODA, com 16,7 Sv e 11,8 Sv, respectivamente. De acordo com a literatura, Fonseca *et al.* (2004) identificaram a variabilidade do transporte da NECC como sendo entre 6 e 12 Sv, enquanto que Urbano *et al.* (2006) estimaram o valor de 11,3 Sv como seu transporte médio, o qual pode atingir máximos de até 24,1 Sv. Deste modo, o transporte médio da CCNE do HYCOM+NCODA é o mais próximo daquele descrito pela literatura, já que está dentro dos padrões sugeridos tanto por Fonseca *et al.* (2004) como por Urbano *et al.* (2006).

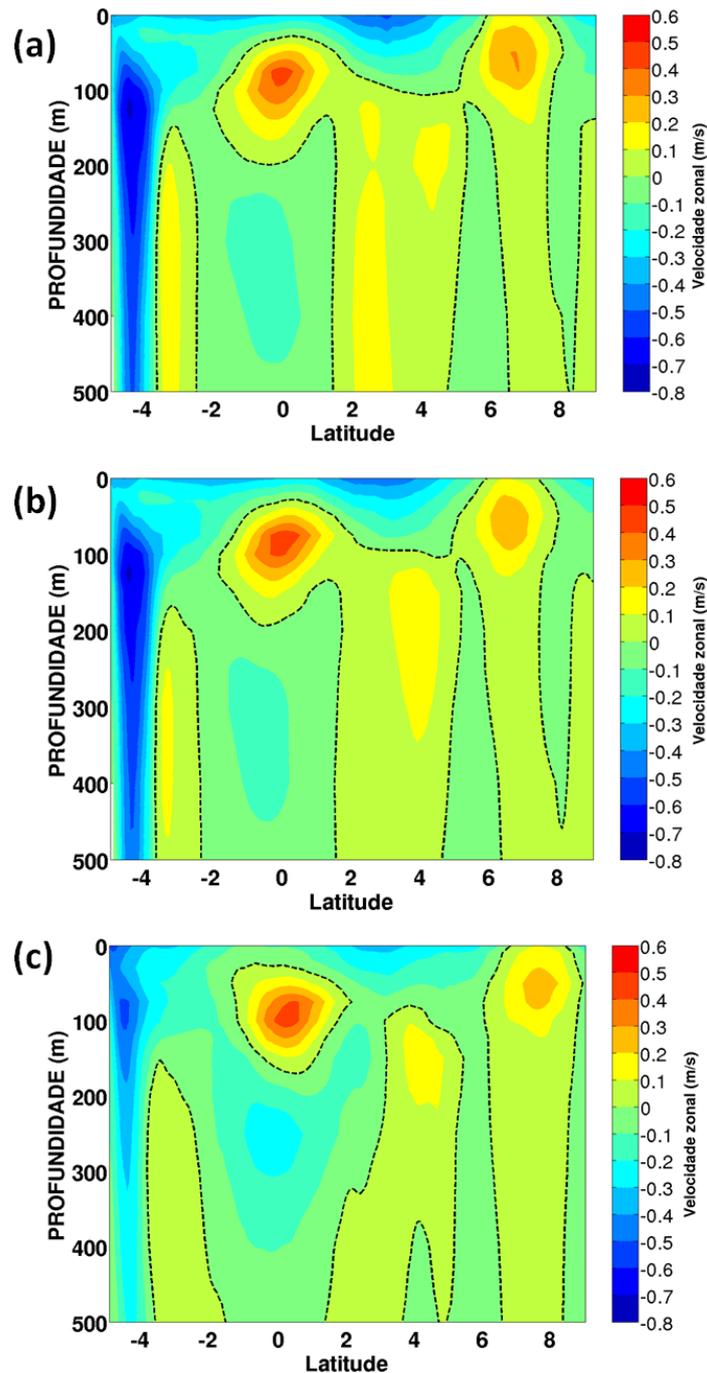


Figura 28: Média da velocidade zonal (m/s) em 35°W para o período de 2 de janeiro a 31 de março de 2011. As letras (a), (b) e (c) se referem ao controle, a previsão com assimilação e as análises do HYCOM+NCODA. A linha preta tracejada indica o contorno de 0 m/s.

O fato de a CCNE possuir dois núcleos de velocidade pode ser explicado pela característica espacial da ZCIT (Urbano *et al.*, 2006). Sendo esta finita espacialmente, ela apresenta dois pontos onde a tensão do vento é máxima, nos quais os fluxos são mais intensos. Estes máximos estão localizados nas bordas norte e sul da ZCIT, já

que no seu centro os ventos são fracos e não possuem fortes gradientes, caracterizando os *doldrums* equatoriais (Fig.29).

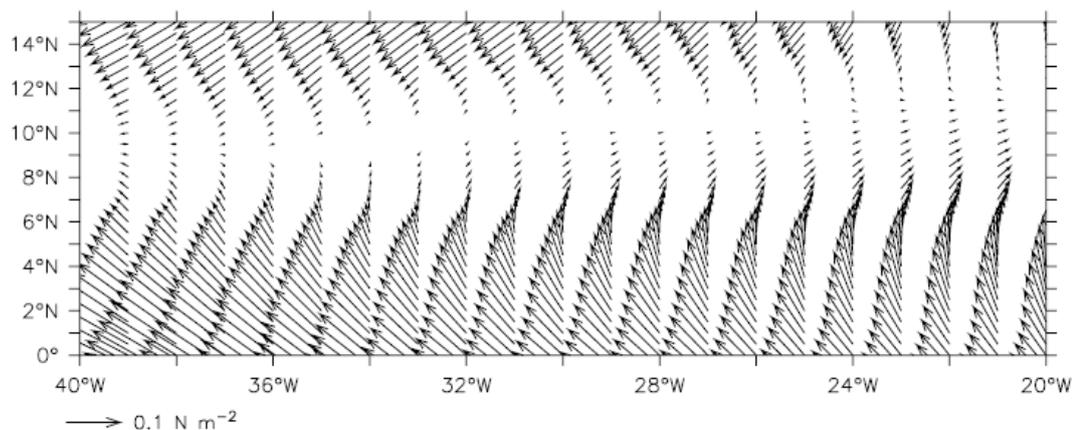


Figura 29: Climatologia dos campos de vento (N/m^2) para setembro, baseado nos dados do QuikSCAT. Extraído de Urbano *et al.* (2006).

Assim, dependendo da extensão meridional da ZCIT, os dois núcleos podem estar juntos ou totalmente separados por uma corrente que flui para oeste, com o último caso ocorrendo preferencialmente no inverno do Hemisfério Norte. Como a integração correspondeu justamente a esse período, era de se esperar que os núcleos da CCNE estivessem completamente separados. Contudo, isso ocorre apenas na análise do HYCOM+NCODA, já que nos experimentos os fluxos dos dois núcleos estão interligados, embora em uma faixa estreita entre 100 e 200 m de profundidade.

Da mesma forma que ocorreu com a componente meridional da CNB/CNBSS, é possível perceber na Fig.28 que o seu componente zonal da velocidade também está superestimado em relação às análises do HYCOM+NCODA. O núcleo da CNB/CNBSS dos experimentos está muito profundo e intenso em relação ao HYCOM+NCODA, o que está produzindo valores de transporte de volume extremamente elevados. A CESS é a feição que está mais parecida em todos os experimentos, com seu núcleo localizado em torno de $0^\circ N$ e em uma profundidade de aproximadamente 100 m. Como consequência, o transporte zonal médio dessa corrente é de 3,8 Sv, 3,6 Sv e 2,8 Sv para o controle, previsão com assimilação e a análise do HYCOM+NCODA, respectivamente. Embora os valores sejam próximos, os experimentos estão com valores de transporte maiores para a CESS do que o HYCOM+NCODA.

Conforme já foi ressaltado, a AASM do modelo exibiu grandes discrepâncias em relação ao AVISO e o MAD empregado não foi capaz de alterar essa situação. Dessa

forma, já era de se esperar que o impacto da assimilação de dados na estrutura e intensidade da circulação fosse mínimo, uma vez que a ASM é a principal variável que controla a circulação das camadas superficiais do oceano. Caracteristicamente considerada como uma área de altos valores de energia cinética (Schott *et al.*, 1998), a ausência de assimilação de dados de ASM nessa região do Atlântico Equatorial Oeste pode fazer com o que modelo superestime os fluxos e os transportes de volume das principais correntes, conforme ocorreu com a CNB/CNBSS, a CCNE e a CESS.

5. Conclusão

Com a métrica utilizada na avaliação dos resultados do modelo, verificou-se que o MAD empregado foi capaz de corrigir o estado do modelo na direção das observações do Argo, produzindo análises de qualidade equivalente, no caso da temperatura, ou superior, no caso da salinidade, às análises do HYCOM+NCODA. Assim, observaram-se grandes reduções do RMSE da análise em relação ao controle nos locais dos perfiladores Argo, especialmente nos 300 m superficiais do oceano.

A maior acurácia das análises em relação ao *background* proporcionou um ganho de previsibilidade em relação ao controle nos locais das observações do Argo. Este ganho foi claramente observado nas profundidades em que houve as maiores reduções dos erros, isto é, nos 300 primeiros metros da coluna d'água. Entretanto, em profundidades em que o modelo já apresentava erros relativamente baixos, como a partir de 1500 m, a análise não foi capaz de diminuir o RMSE, e em alguns casos, chegou até a apresentar erros maiores em relação ao controle. Conseqüentemente, nestes níveis de profundidade, a previsão foi menos acurada do que o controle.

Quando se consideram ambos os perfiladores Argo e bóias do PIRATA na validação dos resultados, percebe-se que os impactos positivos da assimilação na previsão da salinidade foram muito mais notáveis do que aqueles apresentados pela previsão da temperatura. Essa questão pode estar relacionada com a inflação do erro observacional, visto que os erros definidos para temperatura são excessivamente maiores do que os erros de instrumentação do Argo quando comparados com aqueles definidos para a salinidade.

Dessa forma, a previsão da salinidade apresentou RMSE menores do que os do HYCOM+NCODA ao longo de toda estrutura vertical para as bóias do PIRATA, assim como até 75m de profundidade para os perfiladores Argo. Já para a temperatura, as modificações, embora positivas, foram de menor magnitude. Tanto é que a diminuição do erro pelos níveis de profundidade em relação ao PIRATA se restringiu aos primeiros 50 m de profundidade, com o restante do perfil de RMSE não apresentando praticamente nenhuma mudança em relação ao controle durante os três meses de integração. Entretanto, quando se considera a evolução do RMSE no tempo, as expectativas são animadoras, com a maior parte da série da análise e da previsão apresentando erros menores em relação ao controle.

A assimilação de perfis verticais no HYCOM é um tema de grande complexidade. A dificuldade maior está associada à natureza do modelo, que é

formulado em coordenadas híbridas. Uma vez obtendo-se uma correção na temperatura e salinidade, a projeção dessa informação nas camadas híbridas não é trivial. Essa só será de fato atingida em sua plenitude com a criação da observação sintética de espessura de camada isopicnal a partir de dados de densidade potencial das observações, como sugerem os trabalhos de Thacker e Esenkov (2002) e Xie e Zhu (2010).

Durante os três meses de integração, o MAD proporcionou as maiores mudanças na área do Atlântico Equatorial Oeste incluído na METAREAV, com diferenças entre previsão e controle de até 2,5°C e 0,6 PSU. Nesta região, foi possível observar mudanças positivas no diagrama TS médio avaliado nos locais dos perfiladores Argo, com a análise e a previsão estando mais próxima das observações do que o controle em todas as faixas de massas de água, especialmente na AT e ACAS.

O modelo se mostrou com um forte viés positivo de temperatura na superfície quando comparado com as análises do OSTIA. Da mesma forma, apresentou uma quantidade de calor demasiadamente maior em relação ao HYCOM+NCODA para a região do Atlântico Equatorial Oeste. Embora tenda a diminuir o viés positivo da TSM em relação ao OSTIA e a reduzir o CC na direção da análise do HYCOM+NCODA, o MAD empregado ainda não é suficiente para que o modelo siga a mesma tendência sugerida pelas análises globais nesses três primeiros meses de integração. Como os perfiladores Argo são observações pontuais, a mudança do estado físico do modelo proporcionado por MADs que só assimilam perfis verticais demanda anos de integração. Deste modo, uma integração mais longa do que três meses seria o ideal para avaliar os impactos e a real capacidade do MAD em corrigir o modelo na direção das observações e análises globais.

De qualquer forma, apenas nestes três primeiros meses de integração, o experimento com assimilação já evidenciou avanços positivos na TSM e no CC em relação ao controle, o que faz com que esse esquema de assimilação de dados já seja suficiente para prover uma reanálise de melhor qualidade do que o controle puramente.

A condição inicial montada em 1 de janeiro 2011 se mostrou desbalanceada e uma prova disso foram as grandes discrepâncias de AASM apresentadas pelo modelo em relação aos dados do AVISO desde os primeiros dias de integração. Como não foram assimilados os dados de ASM, o MAD não foi capaz de promover nenhuma modificação significativa no estado original de ASM do modelo. Dessa forma, como a

ASM é uma variável chave para a circulação das camadas superficiais do oceano, o impacto da assimilação na estrutura e intensidade das correntes do oceano Atlântico Equatorial Oeste foi mínimo. Embora o experimento com assimilação apresente ganhos em relação ao controle, como na melhoria da representação do sCCNE e do ramo da retroflexão permanente em sub-superfície, as principais correntes apresentaram valores de transporte acima daqueles sugeridos pela análise do HYCOM+NCODA e pela literatura. O sistema da CNB/CNBSS chegou, inclusive, a apresentar o dobro do transporte sugerido pelo HYCOM+NCODA, sendo que o período de abril-maio representa o período mais fraco para esse sistema de correntes.

Isso evidencia, que apesar da assimilação de dados do sistema Argo, o MAD não foi capaz de gerar grandes mudanças na TSM, ASM e, conseqüentemente, na intensidade e estrutura da circulação oceânica superficial. Dessa forma, é extremamente necessária a busca por um esquema de assimilação multivariado, onde: i) a análise seja obtida por um processo de otimização; (ii) que se utilize dados de sensoriamento remoto para a ASM e TSM, juntamente com as medições *in situ* do sistema Argo e das bóias do PIRATA; e (iii) que o vetor de estado do modelo seja alterado de forma conjunta e fisicamente consistente com as equações do modelo. Esse é um dos objetivos da REMO e será perseguido em trabalhos futuros planejados pelo autor.

6. Referências Bibliográficas

ALBRETSSEN, J.; WINTHER, N.; SOILAND, H.; ROED, L. P. Models in MONCOZE. **Research Report 14**. Norwegian Meteorological Institute. 2004.

ARGO STEERING TEAM. **Meeting of the International Argo Steering Team**. Exeter, U.K. 98 pp. 2008.

BLECK, R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates. **Ocean Modelling**, v. 37, pp. 55–88. 2002.

BLECK, R.; SMITH, L. T. A wind-driven isopycnic coordinate model of the north and equatorial atlantic ocean. 1. Model development and supporting experiments. **J. Geophys. Research**, v. 95, n. C3, pp. 3273–3285. 1990.

BOUQUIER, F.; RABIER, F. The operational implementation of 4D-Var. **ECMWF Newsl.**, 78, 25. 1997.

CANE, M. A.; ZEBIAK. Dynamical forecasts of the 1986-1987 ENSO with a coupled model. **Proceedings of the 13th Climate Diagnostics Workshop**, pp. 278-287. 1988.

CARTON, J. A.; GIESE, B. S. A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v.136, pp. 2999-3016. 2008.

CHASSIGNET, E.P.; HURLBURT, H.E.; SMEDSTAD, O.M.; HALLIWELL, G.R.; HOGAN, P.J.; WALLCRAFT, A.J.; BLECK, R. Generalized Vertical Coordinates For Eddy-Resolving Global and Coastal Ocean Forecasts. **Oceanography**, 19(1), pp. 20-31. 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**, 65, pp. 60-83. 2007.

CHASSIGNET, E.P.; HURLBURT, H.E.; METZGER, E.J.; SMEDSTAD, O.M.; CUMMINGS, J.; HALLIWELL, G.R.; BLECK, R.; BARAILLE, R.; WALLCRAFT, A.J.; LOZANO, C.; TOLMAN, H.L.; SRINIVASAN, A.; HANKIN, S.; CORNILLON, P.; WEISBERG, R.; BARTH, A.; HE, R.; WERNER, F.; WILKIN, J. U.S. GODAE: Global Ocean Prediction with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). **Oceanography**, 22(2), pp. 64-75. 2009.

CHIN, T. M.; HAZA, A. C.; MARIANO, A. J. A Reduced-Order Information Filter for Multilayer Shallow-Water Models: Profiling and Assimilation of Sea Surface Height. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.19, pp. 517-533, 2002.

COOPER, M.; HAINES, K. Altimetric assimilation with water property conservation. **Journal of Geophysical Research**, 101 (C1), pp. 1059-1077. 1996.

COSTA, F. B. Avaliação do Impacto da Assimilação de Dados Altimétricos no Modelo Oceânico HYCOM sobre o Atlântico Sul. Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia. 61 pp. 2010.

CUMMINGS, J. A. Operational multivariate ocean data assimilation. **J. R. Meteorol. Soc.**, v.131, pp. 3583–3604. 2005.

DA SILVA, A. C.; ARAÚJO, M.; BOURLÈS, B. Variação Sazonal da Estrutura de Massas de Água na Plataforma Continental do Amazonas e Área Oceânica Adjacente. **Revista Brasileira de Geofísica**, 23(2), pp. 145-157. 2005.

DALEY, R. **Atmospheric data analysis**. Cambridge University Press, 457 pp. 1991.

DENGLER, M.; SCHOTT, F. A.; EDEN, C.; BRANDT, P.; FISCHER, J.; ZANTOPP, R. J. Break-up of The Atlantic deep western boundary current into eddies at 8°S. **Nature**, v.432, pp. 1018-1020. 2004.

DERBER, J.; ROSATI, A. A Global Data Assimilation System. **Journal of Physical Oceanography**. 19, 1989.

DOMBROWSKY, E.; BERTINO, L.; BRASSINGTON, G. B.; CHASSIGNET, E. P.; DAVIDSON, F.; HURLBURT, H. E.; KAMACHI, M.; LEE, T.; MARTIN, M. J.; MEI, S.; TONANI, M. GODAE Systems in Operation. **Oceanography**, 22(3), pp. 80-95. 2009.

EMILSON, I. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. **Boletim Instituto Oceanográfico**, v. 17, n. 2, p.101–112, 1961.

ENFIELD, D. B.; LEE, S. K. The Heat Balance of the Western Hemisphere Warm Pool. **Journal Of Climate**, v.18, pp. 2662-2681. 2005.

EVANS, D. et al. A note on the transport of the Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 13, p. 1732–1738, 1983.

EVENSEN, G. Sampling strategies and square root analysis schemes for the EnKF with correction. ***Ocean Dyn.***, 54, pp. 539-560. 2004.

EZER, T.; MELLOR, G. L. Continuous assimilation of Geosat altimeter data into a three-dimensional primitive equation Gulf Stream model. ***Journal of Physical Oceanography***, v.24, pp. 832-846. 1994.

EZER, T.; MELLOR, G. L. Data Assimilation Experiments in the Gulf Stream Region: How Useful Are Satellite-Derived Surface Data for Nowcasting the Subsurface Fields? ***Journal of Atmospheric and Oceanic Technology***, v.14, pp. 1379-1391. 1997.

FONSECA, C. A. *et al.* Investigation of the north brazil current retroflection and north equatorial countercurrent variability. ***Geophysical Research Letters***, v. 31, pp. L21304, 2004.

FRATANTONI, D. M.; RICHARDSON, P. L. The evolution and demise of north brazil current rings. ***J. Phys. Oceanogr.***, v. 36, pp. 1241–1264, 2006.

GARRAFO, Z. D. *et al.* North brazil current rings and transport of southern waters in a high resolution numerical simulation of the north atlantic. In: GONI, G. J.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. (Ed.). ***Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean. [S.I.]: Elsevier Oceanographic series***, v. 1, pp. 375–403. 2003.

Global Modeling and Assimilation Office. Ocean Data Assimilation in the GMAO. ***GSOP/GODAE Synthesis Evaluation Meeting***, 7 pp. 2006.

HASEGAWA, T.; HANAWA, K. Heat Content Variability Related to ENSO Events in the Pacific. ***Journal of Physical Oceanography***, 33, pp. 407-421. 2003.

HERNANDEZ, F.; BERTINO, L.; BRASSINGTON, G.; CHASSIGNET, E.; CUMMINGS, J.; DAVIDSON, F.; DRÉVILLON, M.; GARRIC, G.; KAMACHI, M.; LELLOUCHE, J.; MAHDON, R.; MARTIN, M. J.; RATSIMANDRESY, A.; REGNIER, C. Validation and Intercomparison Studies within GODAE. ***Oceanography***, 22(3), pp. 128-143. 2009.

HOSODA, S.; OHIRA, T.; SATO, K.; SUGA, T. Improved Description of Global Mixed-Layer Depth Using Argo Profiling Floats. ***Journal of Oceanography***, v. 66, pp. 773-787. 2010.

HURLBURT, H. E.; BRASSINGTON, G. B.; DRILLET, Y.; KAMACHI, M.; BENKIRAN, M.; BOURDALLÉ-BADIE, R.; CHASSIGNET, E. P.; JACOBS, G. A.; GALLOUDEC, O. L.; LELLOUCHE, J.; METZGER, J.; OKE, P. R.; PUGH, T. F.; SCHILLER, A.; SMEDSTAD, O. M.; TRANCHANT, B.; TSUJINO, H.; USUI, N.; WALLCRAFT, A. J. High-Resolution Global and Basin-Scale Ocean Analyses and Forecasts. **Oceanography**, 22(3), pp. 80-97. 2009.

HYCOM. **User's Manual: Details of the numerical code**. Disponível em: <http://www.hycom.org/hycom/documentation>. 2002.

Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC). **GTSP REAL-TIME Quality Control Manual**. Unesco. 128pp. 1990.

Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC). **IPCC Special Report: Emissions Scenarios**. Cambridge Univ. Press, 27 pp .2007.

JOCHUMSEN, K.; RHEIN, M.; HÜTTL, S.; BÖNING, W. On the Propagation and Decay of North Brazil Current Rings. **Journal of Geophysical Research**, v.115, pp. 1-14. 2010.

JOHNS, W. E. *et al.* Annual cycle and variability of the north brazil current. **J. Phys. Oceanogr.**,v. 28, pp. 103–128, 1998.

KALNAY, E., e COAUTHORS. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 77, pp. 437-472. 1996.

KALNAY, E. **Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability**. Cambridge University Press, 328 pp. 2003.

LE TRAON, P. Y. *et al.* Data Assembly and Processing for Operational Oceanography. **Oceanography**, v. 22, n. 3, p. 56-69, 2009.

MARSHALL, J.; PLUMB, R. A. **Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text**. Academic Press, 319 pp. 2008.

MELLOR, G. L.; EZER, T. A Gulf Stream and an Altimetry Assimilation Scheme. **Journal of Geophysical Research**, v.96, n.C5, pp. 8779-8795. 1991.

MILLER, R. N. **Numerical Modeling of Ocean Circulation**. Cambridge Univ. Press, 242 pp. 2007.

MÜLLER, T. J. *et al.* Direct measurements of the western boundary currents between 20°S and 28°S. **Journal of Geophysical Research**. v. 103, n. C3, p. 5429–5437, 1998.

NORMAM 19/DHN. **Atividades de Meteorologia Marítima**. Anexo A - Área Marítima de Responsabilidade do Brasil (METAREA V). 2004.

PETERSON, R.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.

RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. W.; WIMBUSH, M. Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, pp. 16–30, 2006.

SAKOV, P.; EVENSEN, G.; BERTINO, L. Asynchronous data assimilation with the EnKF. **Tellus**, 62A, pp. 24-29. 2010.

SCHILLER, A.; BRASSINGTON, G. **Operational Oceanography in the 21st Century**. Springer, 729 pp. 2011.

SCHOTT, F.; FISCHER, J.; STRAMMA, L. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical atlantic. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 33, pp. 1–92, 1998.

SCHOTT, F. A. *et al.* The shallow and deep western boundary circulation of the south atlantic at 5-11S. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 35, p. 2031–2053. 2005.

SILVEIRA, I. C. A.; FLIERL, G. R.; BROWN, W. S. Dynamics of separating western boundary currents. **J. Geophys. Research**, v. 29, p. 119–144. 1999.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, pp. 171–183. 2000.

STARK, J. D.; DONLON, M. J.; McCULLOCH, M. E. OSTIA: An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system. **Proc., Oceans, Marine Challenges: Coastline to Deep Sea**, pp. 1-4. 2007.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean, **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C9, p. 20863-20883, 1999.

STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The Mean Flow Field Of The Tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research II**, v.46, pp. 279-303. 1999.

TERRAINBASE, 2007, TerrainBase, NOAA/NGDC (National Geophysical Data Center), [online] Disponível via WWW. URL: <http://dss.ucar.edu/datasets/ds759.2/>

THACKER, W. C.; ESENKOV, O. E. Assimilating XBT data into HYCOM. **J. Atmo. and Oceanic Tech.**, v.19, pp. 709-724. 2002.

THACKER, W. C.; LEE, S. K.; HALLIWELL, G. R. J. Assimilating 20 years of Atlantic XBT data into HYCOM: a first look. **Ocean Modelling**, v.7, pp. 183-210. 2004.

URBANO, D. F.; JOCHUM, M.; SILVEIRA, I. C. A. Rediscovering the second core of the Atlantic NECC. **Ocean Modelling**, v. 12, pp. 1-15. 2006.

WANG, C.; ENFIELD, D. B.; LEE, S.; LANDSEA, C. W.; Influences of the Atlantic Warm Pool on Western Hemisphere Summer Rainfall and Atlantic Hurricanes. **Journal of Climate**, 19, pp. 3011-3028. 2006.

WOA, 2001, World Ocean Atlas, National Oceanic and Atmospheric Administration U.S. Department of Commerce. Prepared by the Ocean Climate Laboratory National Oceanographic Data Center Silver Spring.

XIE, J.; ZHU, J. Ensemble optimal interpolation schemes for assimilating Argo profiles into a Hybrid Coordinate Ocean Model. **Ocean Modelling**. 33, pp. 283–298. 2010.

YU, J.; MECHOSO, C. R. A Coupled Atmosphere–Ocean GCM Study of the ENSO Cycle. **Journal of Climate**, 14, pp. 2329-2350. 2001.