



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

FILIFE BITENCOURT COSTA

**AVALIAÇÃO DO IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS
ALTIMÉTRICOS NO MODELO OCEÂNICO HYCOM SOBRE O
ATLÂNTICO SUL**

Salvador
2010

FILIFE BITENCOURT COSTA

**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.

Orientador: Prof. Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura
Co-Orientador: Prof. Dr. Renato Ramos da Silva

Salvador
2010

AVALIAÇÃO DO IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS ALTIMÉTRICOS NO MODELO OCEÂNICO HYCOM SOBRE O ATLÂNTICO SUL

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

Hebe Queiroz
Doutora em Física pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho
Universidade Federal da Bahia

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

Salvador, 10 de dezembro de 2010

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a Deus pelo espetáculo da vida, por todas as dificuldades e caminhos tortuosos que me fizeram aprender e chegar até aqui.

A toda minha família pelo suporte ao longo de toda minha trajetória em especial ao meu pai. A minha mãe que também me ajudou na elaboração desta monografia, principalmente na reta final, e a meu irmãozinho, Lucas Emanuel, que me deu forças e alegria para sempre continuar seguindo.

A meu orientador, Prof. Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura, por sempre acreditar em mim desde o momento em que me acolheu me transmitindo seus conhecimentos inúmeras vezes e sempre me auxiliando em minhas dificuldades.

A rede REMO pela bolsa, pela grande oportunidade de poder trabalhar com excelentes pesquisadores em Oceanografia Física no Brasil e pelo fornecimento dos resultados avaliados neste trabalho, incluindo o tratamento dos dados altimétricos realizado pelo M.Sc. Victor Bastos Daher, a elaboração da rotina de assimilação feita pelo M.Sc. Giovanni Ruggiero e a integração do modelo realizada pelo Dr. Renato Ramos da Silva.

A meus amigos por me apoiarem ao longo de todo meu curso de graduação, em especial ao Davi Mignac Carneiro e ao Luiz Otávio R. Gavaza pela ajuda na elaboração de algumas figuras de última hora.

A todos os professores do curso de Oceanografia da UFBA que me transmitiram seus conhecimentos, ao longo desses cinco anos, nas mais diversas áreas da Oceanografia.

RESUMO

O impacto da assimilação da anomalia da altura da superfície do mar (AASM) e do esquema de Cooper e Haines (1996) (C&H) no modelo oceânico Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) sobre a METAREA V do Oceano Atlântico foi investigado neste trabalho. Duas simulações foram realizadas de 1 de julho de 2009 a 31 de dezembro de 2009, uma de controle sem assimilação e outra com assimilação chamada de experimento. As simulações partiram da mesma condição inicial e usaram os mesmos forçantes das re-análises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). No experimento, dados de AASM ao longo da trilha dos satélites Jason 1 e Jason 2 foram assimilados por um método de interpolação ótima (OI) para gerar uma análise de AASM. Essa foi somada à altura da superfície do mar (ASM) média do modelo para produzir um novo campo ASM, que foi passado para o método de C&H alterar as espessuras das camadas do modelo e construir a nova condição inicial do modelo para servir a um novo ciclo de simulação e assimilação.

Os resultados foram comparados com dados observados *in situ* de temperatura e salinidade de perfiladores ARGO, com campos de AASM do Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data (AVISO) e com análises do HYCOM/NCODA. Reduções significativas no erro da AASM foram obtidas, inclusive em regiões de forte gradiente. Ainda, o campo de AASM se assemelhou ao do HYCOM/NCODA. A bifurcação da Corrente Sul Equatorial (BiCSE) no experimento se deslocou em 6° para o norte, localizando-se em 11°S, próximo do descrito na literatura. A intensidade e padrão das Correntes de Contorno Oeste e o transporte de volume da Corrente do Brasil se aproximaram do HYCOM/NCODA e do descrito na literatura. O erro da temperatura potencial em relação a dados *in situ* apresentou uma redução com o experimento, entretanto, verificou-se uma oscilação de baixa frequência. O erro da salinidade aumentou para o experimento, porém em magnitude pouco significativa. Os gradientes verticais nas regiões da termoclina e haloclina ficaram mais acurados. Entretanto, diagramas T-S em alguns pontos mostraram que em geral não houve diferenças significativas entre as simulações das massas d'água. A assimilação de AASM e o emprego do C&H provocaram um impacto significativo e positivo na simulação. Contudo, essa abordagem ainda não foi suficiente para restringir a estrutura termohalina da METAREA V, indicando a necessidade da assimilação conjunta de AASM com de perfis verticais de temperatura e salinidade.

Palavras-chave: Assimilação de Dados; HYCOM; Altura da Superfície do Mar; Atlântico Sul.

ABSTRACT

The impact of the assimilation of sea surface height anomaly (SSHA) and the application of the Cooper and Haines (1996) scheme (C&H) in the ocean model Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) over the Atlantic Ocean METAREA V was investigated in this work. Two simulations were performed from 1 July 2009 until 31 December 2009, a control run without assimilation and a run with assimilation, called experiment. The simulations used the same initial condition and forcing from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis. In the experiment, along-track SSHA data by the satellites Jason-1 and Jason-2 were assimilated with an optimal interpolation scheme (OI) to generate an SSHA analysis. The latter was added to the model mean sea surface height (SSH) to produce a new SSH field, and feed the C&H scheme to alter model layer thicknesses and construct the new initial condition to serve the next simulation and assimilation cycle.

The results were compared with *in situ* observed temperature and salinity data from ARGO profilers, SSHA fields from Archiving, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques (AVISO) and analysis from HYCOM/NCODA. Substantial reduction in the SSHA error was attained, including regions of strong gradient. Also, the SSHA field got similar to the HYCOM/NCODA. The Bifurcation of the South Equatorial Current (BSEC) in the experiment was displaced 6° to the north, to about 11°S, and got closer to the literature. The magnitude and pattern of the western boundary currents and the volume transport of the Brazil Current got closer to the HYCOM/NCODA analysis and to the literature. The error of the potential temperature with respect to data was reduced, but a low frequency behavior was observed in the error. The salinity error increased in the experiment, but the magnitude was small. The vertical gradient in the thermocline and halocline regions got more accurate. However, T-S diagrams in few points showed that in general there were no significant differences between the water masses simulations. Assimilation of SSHA and the application of C&H produced a substantial and positive impact in the simulation. However, this approach was not enough to constrain the thermohaline structure in METAREA V. This indicates the need to jointly assimilate SSHA with vertical profiles of temperature and salinity.

Keywords: Data assimilation; HYCOM; Sea Surface Height; South Atlantic.

SUMÁRIO

1. Introdução	10
2. Caracterização da Área de Estudo	14
2.1. Estrutura Vertical de Massas de Água	15
2.2. Bifurcação da Corrente Sul Equatorial	16
3. Metodologia	18
3.1. Dados Altimétricos	18
3.2. Modelo Dinâmico	19
3.3. Método de Assimilação	19
3.4. Experimento	22
3.5. Cálculo dos Erros	24
4. Resultados e Discussão	25
4.1. AASM	25
4.2. Campos de Velocidade	28
4.3. Cortes Verticais da Velocidade Meridional e Transporte da CB	32
4.4. Erros da Temperatura Potencial	40
4.5. Erros da Salinidade	45
4.6. Perfis Verticais de Temperatura e Salinidade e Digrama T-S	48
5. Conclusão	54
6. Referências Bibliográficas	58

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: METAREA V representada pelo azul claro.	17
Figura 2: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul (PETERSON; STRAMMA, 1991). Extraído de CIRANO et al. (2006).	18
Figura 3: 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 <i>et al.</i> (1983). Extraído de Silveira <i>et al.</i> (2000).	20
Figura 4: Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de Stramma & England (1999). Extraído de Soutelino (2008).	21
Figura 5: Anomalia do geopotencial média anual ($\times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) e fluxo geostrófico relativo a 1000dbar em 0, 100, 200, 400, 600 e 800m no Atlântico Sul de acordo com Rodrigues et. al. (2006). Os círculos pretos representam a localização da BiCSE. Extraído de Soutelino (2008).	21
Figura 6: Grade C de Arakawa - ● = Campos de massa; + = Componente “u” da velocidade; x = Componente “v” da velocidade; ⊙ = Vorticidade -	23
Figura 7. Dado de AASM ao longo da trilha do satellite Jason1 (preto), AASM do HYCOM interpolado para a trilha (azul) e o dado do satélite ajustado (vermelho). O eixo x é a latitude. AASM em <i>m</i> . (Victor Bastos, comunicação pessoal)	24
Figura 8: Primeira correção de ASM(m) utilizando como <i>background</i> o resultado de uma rodada sem assimilação. (Giovanni Ruggiero, comunicação pessoal).	25
Figura 9: AASM para (a, b e c) controle nos dias 2/7, 30/9 e 31/12 respectivamente, (d, e, f) experimento nos dias 2/7, 30/9 e 31/12 respectivamente e (g, h e i) HYCOM/NCODA nos dias 2/7, 30/9 e 31/12 respectivamente.	31
Figura 10: RMSEA sobre a METAREA V no mês de dezembro para (a) controle e (b) experimento	31

Figura 11: Campo médio do mês de dezembro de 2009 da velocidade para o controle em 75 m de profundidade	32
Figura 12: Campo médio do mês de dezembro da velocidade para o experimento em 75m de profundidade.	33
Figura 13: Campo médio do mês de dezembro da velocidade para o HYCOM/NCODA em 75 m de profundidade	34
Figura 14: Média da velocidade meridional (m/s) no mês de dezembro em 5°S para (a) o controle, (b) experimento e (c) HYCOM/NCODA.	37
Figura 15: Média da velocidade meridional (<i>m/s</i>) no mês de dezembro em 13°S para (a) o controle, (b) experimento e (c) HYCOM/NCODA	38
Figura 16: Transporte da CB ao longo do mês de dezembro em 13°S (as linhas retas representam as médias)	39
Figura 17: Média da velocidade meridional no mês de dezembro em 22°S para (A) o controle, (B) experimento e (C) HYCOM/NCODA.	41
Figura 18 Velocidade meridional observada (m/s) em 22,7°S, 40,2°W por 10 correntômetros nas profundidades 50 m, 100 m, 150 m, 250 m, 350 m, 450 m, 550 m, 750 m, 900 m e 1050 m representados pelos círculos sombreados por 1 ano. A linha tracejada é uma interpolação com polinômio de grau 2 e a sólida com grau 4. Extraído de Silveira et al 2008.	42
Figura 19: Transporte da CB ao longo do mês de dezembro em 22°S (linhas retas representam as médias) para a longitude (a) 45°W – 39°W e (b) 45°W – 37°W	43
Figura 20: RMSE da temperatura potencial na METAREA V e quantidade de bóias argo em 150m para o mês de julho: a) Controle; b) Experimento	44
Figura 21: Diferença do RMSE da temperatura potencial na METAREA V para o mês de julho (experimento menos controle)	45
Figura 22: Média da diferença do RMSE da temperatura potencial para (a) julho à setembro e (b) outubro à dezembro.	46

Figura 23: RMSE da temperatura potencial na METAREA V e quantidade de bóias argo em 150m para o mês de dezembro: a) Controle; b) Experimento	47
Figura 24: Diferença do RMSE da temperatura potencial na METAREA V para o mês de dezembro (experimento menos controle)	47
Figura 25: RMSE da salinidade na METAREA V e quantidade de bóias argo em 150m para o mês de julho: a) Controle; b) Experimento	48
Figura 26: Diferença do RMSE da salinidade na METAREA V para o mês de julho (experimento menos controle)	49
Figura 27 – Média da diferença do RMSE da salinidade para (a) julho à setembro e (b) outubro à dezembro	50
Figura 28: Diferença do RMSE da salinidade na METAREA V para o mês de dezembro (experimento menos controle)	51
Figura 29: Perfis verticais de temperatura potencial para o dia 6/9/2009 em 4,1°N - 37,2°W	52
Figura 30: Perfis verticais de salinidade para o dia 6/9/2009 em 4,1°N - 37,2°W	53
Figura 31: Perfis verticais de temperatura potencial para o dia 6/12/2009 em 3°N - 38,5°W	53
Figura 32: Perfis verticais de salinidade para o dia 6/12/2009 em 3°N - 38,5°W	54
Figura 33: Diagrama T-S no dia 6/12/2009 em 3°N – 38,5°W	55
Figura 34: Perfis verticais de temperatura potencial para o dia 13/12/2009 em 31,9°S - 47,6°W	56
Figura 35: Perfis verticais de salinidade para o dia 13/12/2009 em 31,9°S - 47,6°W	56
Figura 36: Diagrama T-S no dia 13/12/2009 em 31,9°S – 47,6°W	57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Isopicnais utilizadas na coordenada vertical do modelo	26
Tabela 2: Latitudes encontradas para a BICSE	35

LISTA DE ABREVIATURAS

AASM: Anomalia da Altura da Superfície do Mar
ACAS: Água Central do Atlântico Sul
ACS: Água Circumpolar Superior
AIA: Água Intermediária Antártica
ANP: Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
APAN: Água Profunda do Atlântico Norte
ASM: Altura da Superfície do Mar
AT: Água Tropical
AVISO: Archiving, Validation et Interpretation des données des Satellites
Océanographiques
BiCSE: Bifurcação da Corrente Sul Equatorial
CAS: Corrente do Atlântico Sul
CB: Corrente do Brasil
CCOs: Correntes de Contorno Oeste
C&H: Cooper e Haines
CENPES: Centro e Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello
CHM: Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil
CNB: Corrente Norte do Brasil
COADS: Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
COPPE-UFRJ: Universidade Federal do Rio de Janeiro
CSE: Corrente Sul Equatorial
CSEn: Ramo Norte da Corrente Sul Equatorial
CSEc: Ramo Central da Corrente Sul Equatorial
CSEs: Ramo Sul da Corrente Sul Equatorial
ECMWF: European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EnKF: Ensemble Kalman Filter
FURG: Universidade Federal do Rio Grande
GDR: Geophysical Data Record
GODAE: Global Ocean Data Assimilation Experiment
GTSP: Global Temperature-Salinity Pilot Program
HYCOM: Hybrid Coordinate Ocean Model
IEAPM: Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira da Marinha do Brasil
IOC: Intergovernmental Oceanographic Commission
MADs: Métodos de Assimilação de Dados
NAVOCEANO: Naval Oceanographic Office

NCEP: National Centers for Environmental Prediction
NCODA: Navy Coupled Ocean Data Assimilation
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
NOGAPS: Navy Operational Global Atmospheric Prediction System
OI: Interpolação Ótima
REMO: Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica
RMSE: Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio
SEEK: Singular Evolutive Extended Kalman Filter
TOPAZ: Towards an Operational Prediction System for the North Atlantic European Coastal Zone
TSM: Temperatura da Superfície do Mar
UFBA: Universidade Federal da Bahia
USP: Universidade de São Paulo
ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

1. Introdução

A grande demanda da sociedade por previsões de tempo e clima é uma das principais motivações da modelagem numérica da circulação atmosférica e oceânica. Uma das primeiras tentativas de previsão atmosférica, talvez a primeira, foi realizada por Richardson em 1922 (Daley 1991). Apesar de mal sucedida, ela teve grande importância uma vez que ele elaborou um documento com os principais passos para a realização da previsão numérica que são válidos até hoje e integrou numericamente sem o uso de computador ou máquina de calcular as equações primitivas a partir de uma dada condição inicial. Mais recentemente, houve um grande aumento na demanda pela previsão oceânica tendo em vista o uso dessa informação para a segurança da navegação, mitigação de impactos de acidentes de derramamento de petróleo no mar, estudos ambientais e de mudanças climática, entre outros.

Com o avanço da tecnologia computacional e as cada vez mais freqüentes e regulares medidas *in situ* e por sensoriamento remoto de grandezas físicas dos oceanos, a qualidade dos modelos de circulação dos oceanos tem experimentado grandes avanços e tem produzido resultados cada vez mais acurados. Conseqüentemente, a previsibilidade desses modelos, isto é, a sua capacidade previsora, tem também melhorado e hoje é suficientemente boa para prover informações úteis do estado físico e da circulação dos oceanos para gestores públicos e privados (Chassignet 2009). A previsibilidade dos modelos depende da qualidade do modelo, de suas condições de contorno e também da condição inicial, tendo em vista a natureza caótica do sistema oceano-terra-atmosfera-gelo (Kalnay 2003). A condição inicial, antes produzida subjetivamente com dados climatológicos e observações *in situ*, hoje é construída com métodos de assimilação de dados.

Os métodos de assimilação de dados (MADs) são técnicas matemáticas que buscam corrigir, de forma ótima ou sub-ótima em um sentido matemático, o estado físico de um sistema produzido por um modelo ou por uma climatologia com dados observados *in situ* ou por sensoriamento remoto (Daley 1991). O campo do modelo ou da climatologia é chamado de campo de *background* ou *prior* ou chute inicial. O campo produzido pelo MAD é chamado de análise objetiva ou simplesmente de análise e possui erros menores que os do modelo. As análises podem, portanto oferecer diagnósticos mais precisos sobre a variabilidade da atmosfera e dos oceanos bem como contribuir para o melhor entendimento dos mecanismos físicos responsáveis por essa variabilidade. Como a análise é produzida no espaço do modelo, ou seja, na grade utilizada pelo modelo para aproximar o domínio de interesse, e para sua construção diversas estatísticas dos erros do modelo e das observações devem

ser calculadas ou estimadas, ela serve para também complementar os sistemas de monitoramento. Além disso, estudos de sensibilidade das análises às observações, considerando dados específicos e a posição da coleta do dado observado, podem ser realizados com os MADs para justificar a implementação de sistemas de monitoramento e atribuir relevância relativa entre os dados observados. Portanto, os MADs são de enorme importância para estudos diagnósticos, para os sistemas de monitoramento e para a realização de previsões de tempo e clima.

Diversos MADs têm sido discutidos na literatura nos últimos 30 anos (Derber e Rosati 1989; Kalnay et al. 1996; Kalnay 2003; Moore 1990; Cummings et al. 2009). Dentre os métodos mais estudados e empregados em meteorologia e oceanografia estão o método de interpolação estatística ou interpolação ótima (OI), o método 3D-VAR, o método 4D-VAR e os Filtros de Kalman. Os métodos OI, 3D-VAR e o Filtro de Kalman clássico são métodos sequenciais. Eles são normalmente formulados para produzir a análise considerando que as observações e o estado de background estão em um único instante de tempo. Algumas formulações desses MADs e o método 4D-VAR considera que o estado do modelo e as observações estão distribuídos ao longo de uma janela de tempo.

Idealmente, os MADs deveriam assimilar todas as variáveis prognósticas do modelo e conservar o equilíbrio satisfazendo as equações do modelo empregado, porém não há dados observados disponíveis para todas as variáveis prognósticas. Portanto, filtros ou métodos de correção, chamados de métodos de inicialização podem ser considerados para evitar que o modelo seja inicializado com uma análise que não satisfaz as equações do modelo e que obrigará o modelo a produzir ondas de gravidade de alta velocidade nos seus passos iniciais de integração (Belyaev & Tanajura, 2005).

Quando se consideram os aspectos da oceanografia operacional, as exigências sobre o sistema predictor são maiores que sobre um sistema de simulação. Os sistemas operacionais devem produzir análises e previsões rotineira e eficazmente, e dependem de sistemas computacionais robustos, da disponibilidade de dados observados *in situ* e de satélites de alta qualidade e com boa densidade espacial e temporal em tempo quase-real (Le Traon et. al. 2009).

Diversos sistemas predictors dos oceanos, considerando domínios regional e/ou global, foram recentemente implementados, a partir de 2007, em regime operacional em vários países (Dombrowsky et al. 2009). Os principais sistemas são organizados no escopo do projeto Global Ocean Data Assimilation Experiment OceanView (GODAE OceanView) para a promoção do desenvolvimento de sistemas operacionais de previsão numérica oceânica. Austrália, China, Estados Unidos, França, Itália, Japão e Noruega já possuem esses

sistemas baseados em complexos modelos da circulação oceânica, alguns acoplados a modelos de dinâmica de gelo, com sofisticados MADs. Cada sistema possui sua particularidade, empregando diferentes modelos oceânicos, forçantes atmosféricas, técnicas de assimilação e sistemas de controle de qualidade de dados e de análise. Por exemplo, o sistema francês Mercator-Océan emprega o modelo oceânico NEMO sobre o domínio global, o Atlântico tropical, o Atlântico Norte e o Mediterrâneo com resolução horizontal de $1/4^\circ$ no domínio global e $1/12^\circ$ nos domínios regionais, ambos com 50 níveis verticais (www.mercator-ocean.fr). O sistema oceânico é forçado com previsões do modelo atmosférico do European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) e produz diariamente previsões de 7 dias e a cada semana previsões de 14 dias para diferentes domínios. O MAD utilizado é uma versão do Filtro de Kalman denominada de Singular Evolutive Extended Kalman Filter (SEEK) (Brasseur et al. 2005). O sistema americano HYCOM/NCODA opera no US Naval Oceanographic Office (NAVOCEANO) com o modelo Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) em domínio global e resolução espacial de $1/12^\circ$ com 32 camadas verticais. O MAD empregado é um método de OI multivariado contido em sofisticado sistema de controle de qualidade de dados e da análise chamado de Navy Coupled Ocean Data Assimilation (NCODA). O modelo é forçado com campos atmosféricos previstos pelo modelo Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (NOGAPS) (Cummings et al. 2009). O sistema norueguês Towards an Operational Prediction System for the North Atlantic European Coastal Zone (TOPAZ) foi desenvolvido e opera no Nansen Environmental and Remote Sensing Center da Noruega (Bertino e Lisaeter 2008). O sistema usa o HYCOM acoplado com modelo de gelo com resolução espacial de 11 km sobre o Atlântico Norte e de 6 km sobre o Ártico com 22 camadas verticais. Ele é forçado com campos atmosféricos do ECMWF e emprega o MAD Ensemble Kalman Filter (EnKF).

Os sistemas de assimilação de dados devem considerar preferencialmente todos os dados observados disponíveis. No oceano, particularmente, esses dados disponíveis para assimilação são perfis verticais de temperatura e salinidade coletados por XBTs, CTDs, navios de oportunidade, perfiladores ARGO e bóias ancoradas do PIRATA. Cabe mencionar a grande importância do sistema ARGO que hoje possui um conjunto de aproximadamente 3300 perfiladores em todo o mundo e está provendo dados rotineiramente em regiões da subsuperfície nunca antes sondadas. Na oceanografia, a grande dificuldade de utilizar esses dados *in situ*, especialmente para sistemas operacionais de previsão, reside na pequena mobilidade das plataformas flutuantes e nas dificuldades operacionais para realizar a coleta simultânea e em alta resolução. A partir da década de 60, quando os primeiros astronautas observaram com clareza diversas feições da superfície do mar, surgiu uma nova concepção sobre como observar e medir parâmetros no oceano (Curran, 1985). O lançamento do

satélite SeaSat e, principalmente, os inúmeros trabalhos empregando imagens de satélites meteorológicos com diversas aplicações oceânicas vieram a consolidar, ao final da década de 70, a importância dos satélites na oceanografia (Souza 2005).

Atualmente, diversas grandezas oceanográficas podem ser estimadas por sensoriamento remoto como, por exemplo, concentração de clorofila, turbidez da água, batimetria, temperatura da superfície do mar (TSM), altura de onda e altura da superfície do mar (ASM). Os dados coletados por satélites, ou dados de sensoriamento remoto como são denominados, dispensam o uso instrumentos lançados no oceano. Desse modo, dentre as grandes vantagens do sensoriamento remoto destacam-se a grande cobertura espacial, a alta resolução espacial e temporal dos dados e a capacidade de se construir longas séries temporais com consistência espacial (Robinson, 1985 *apud* Souza, 2005). Contudo, a coleta de dados *in situ* é necessária para a calibração de satélites e também para a validação dos dados de sensoriamento remoto, não podendo ser, portanto, descartada (Le Traon, 2010).

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 é composta por grupos de pesquisadores do Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM), Centro e Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, Petrobras (CENPES), Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira da Marinha do Brasil (IEAPM), Universidade Federal da Bahia (UFBA), Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE-UFRJ), Universidade de São Paulo (USP). Ela é financiada pela Petrobras e a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Seus objetivos gerais são a realização de pesquisa em oceanografia física e a implementação de um sistema de previsão numérica oceânica operacional com assimilação de dados no CHM sobre o Oceano Atlântico, com ênfase na região da plataforma continental e talude ao largo da costa brasileira. Esse objetivos vão ao encontro dos objetivos do GODAE OceanView.

Este trabalho tem por objetivo uma primeira avaliação da metodologia empregada na assimilação de dados altimétricos no modelo numérico HYCOM visando um sistema de previsão numérica que será implementado no CHM. Serão utilizados dados de ASM, que representa a altura entre a elipsóide de referência e a superfície do mar, provenientes dos satélites Jason-1 e Jason-2 para tentar corrigir os campos do modelo numérico HYCOM. De acordo com Le Traon (2010), a ASM está diretamente relacionada com a circulação geostrófica do oceano e esta é a única capaz de restringir a circulação de meso-escala horizontalmente, verticalmente e temporalmente nos modelos oceânicos. O presente trabalho irá avaliar os resultados de simulações do modelo HYCOM sobre o Oceano

Atlântico Sul, particularmente sobre a METAREA V (Figura 1), sem e com assimilação de dados altimétricos de anomalia da altura da superfície do mar (AASM) ao longo da trilha dos satélites Jason-1 e Jason-2 com o MAD OI para identificação do impacto da assimilação na AASM, temperatura, salinidade, massas d'água e correntes. O período analisado é de 2 de julho de 2009 a 31 de dezembro de 2009. A qualidade das simulações é investigada objetivamente comparando os resultados do modelo com os resultados do HYCOM/NCODA, dados observados *in situ*, por sensoriamento remoto e de trabalhos realizados por outros pesquisadores.



Figura 1: METAREA V representada pelo azul claro.

2. Caracterização da Área de Estudo

No Oceano Atlântico Sul, há diversos fenômenos com alta variabilidade ao largo da costa do Brasil, como a Corrente do Brasil, os vórtices de Vitória-Trindade, Vórtice de Cabo Frio, Vórtice de Cabo São Tomé (Calado et al. 2006). Em grande escala, a circulação do Atlântico Sul é regida por um grande giro anticiclônico, centrado em latitudes subtropicais, o qual é chamado de Giro Subtropical. Este giro é limitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) que flui de leste para oeste e, ao se aproximar da costa brasileira, se bifurca em dois ramos, um para o norte denominado de Corrente Norte do Brasil (CNB) e outro para o sul, denominado de Corrente do Brasil (CB). A CB flui para sul ao largo da costa brasileira e delimita o lado oeste do Giro Subtropical, atingindo uma latitude de 38°S (Stramma & England, 1999) onde conflui com a Corrente das Malvinas e se afasta da costa gerando a Corrente do Atlântico Sul (CAS). A CAS limita o giro ao sul fluindo para leste até encontrar o continente africano onde rumo para noroeste como a Corrente de Benguela, delimitando a

parte leste do Giro Subtropical. Uma representação esquemática deste Giro Subtropical em superfície é apresentada na Figura 2.

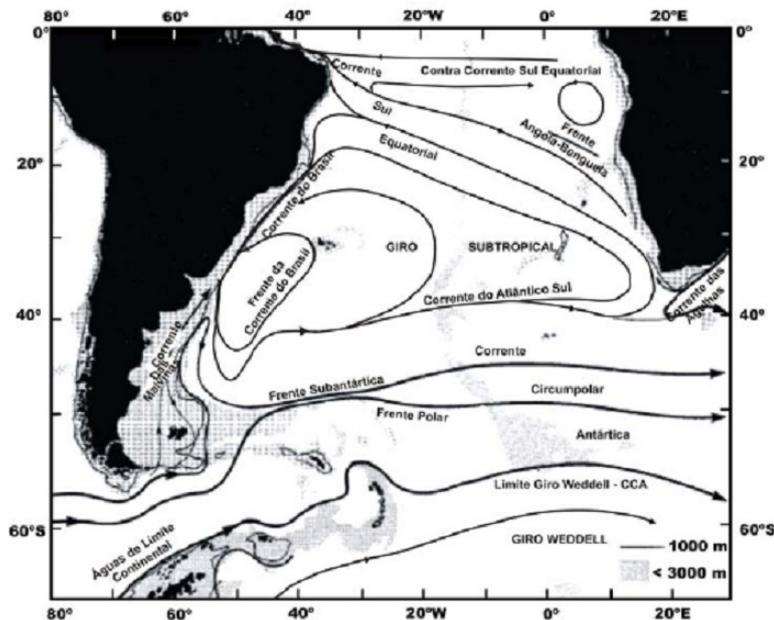


Figura 2: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul (PETERSON; STRAMMA, 1991). Extraído de CIRANO et al. (2006).

2.1. Estrutura Vertical de Massas de Água

As principais massas d'água que compõem as correntes de contorno oeste (CCOs) no Atlântico Sul nos primeiros 3 km são a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Stramma & England 1999). A AT é caracterizada por altas temperaturas e salinidades, que ao largo da costa sudeste do Brasil é representada por temperaturas acima de 20°C e salinidades acima de 36 psu (Emilson, 1961). Essa água de superfície é transportada para sul pela CB recebendo intensa radiação solar. Com isso, há forte evaporação e geração de suas características termohalinas.

Na região da picnoclina encontra-se a ACAS que atinge a América do Sul através da CSE. Como em superfície, essa se bifurca e parte da ACAS é transportada para norte e outra para sul. De acordo com Silveira (2007), a bifurcação da CSE ocorre na Cadeia Vitória-Trindade enquanto Wienders *et al.* (2000) sugere a latitude de 24°S. As características termohalinas atribuídas a ACAS por Silveira (2007) são de temperaturas variando de 8°C a 20°C e salinidade entre 34,6 psu e 36 psu.

Abaixo da pycnoclina, em nível subpicnoclínico, observa-se a AIA com limites termohalinos definidos por Sverdrup *et al.* (1942) como sendo de 3°C a 6°C e salinidade 34,2 psu a 34,6 psu, dispendo-se entre as profundidades de 600 m e 1200 m. Segundo Muller *et al.* (1998), a AIA flui em direção ao Equador ao norte de 25°S e ruma para o sul como uma CCO bem definida em 28°S.

Logo abaixo da AIA encontra-se a ACS cuja região de formação é diferente da AIA. Entretanto, Reid (1989) e Siedler *et al.* (1996) afirmam que o padrão de circulação da ACS é semelhante ao da AIA e diversos pesquisadores como Stramma e England (1999); Mémerly *et al.* (2000) sugerem que, apesar desta ser considerada uma água de fundo, ela flui de forma análoga a AIA. Desse modo, no presente trabalho a AIA e a ACS serão consideradas como apenas uma massa d'água representada pela AIA.

Subjacente à AIA apresenta-se a APAN caracterizada por temperaturas entre 3°C e 4°C e salinidades entre 34,6 psu e 35 psu cuja ocupação vertical ao largo da costa sudeste brasileira é de 1500 m a 3000 m de profundidade (Silveira *et al.*, 2000). De acordo com Reid (1989) e Weatherly (1993), a APAN flui para sul ao longo de uma corrente de contorno oeste atingindo a latitude de 32°S onde, pelo menos parte da corrente, retorna em direção ao Equador. O digrama T-S gerado por essas quatro massas d'água – a AT, a ACAS, a AIA e a APAN – está ilustrado na Figura 3.

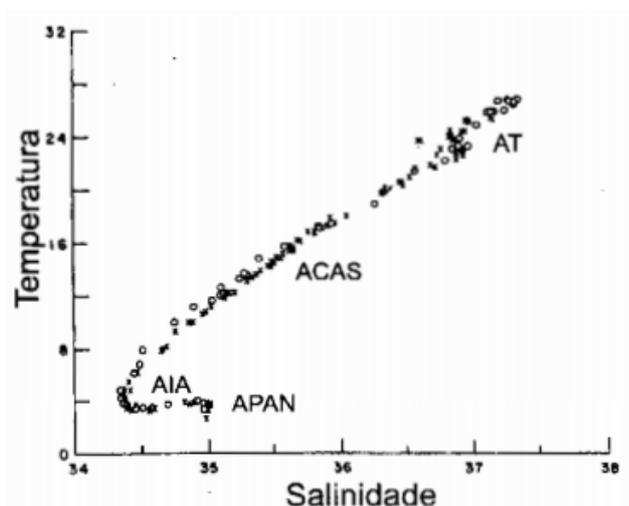


Figura 3: Diagrama T-S em °C e psu espalhado de radiais oceanográficas em 19°S (círculos) e ao largo de Cabo Frio (cruzes) de acordo com Evans *et al.* (1983). Extraído de Silveira *et al.* (2000).

2.2. Bifurcação da Corrente Sul Equatorial

O Giro Subtropical e a bifurcação da CSE (BiCSE) variam geograficamente a cada nível de profundidade, originando um complexo padrão de circulação com diversos pontos de BiCSE (Figura 4). Ainda, a CSE é comumente dividida em três ramos principais (Stramma, 1991): o ramo norte (CSEn), o ramo central (CSEc) e o ramo sul (CSEs). A porção sul deste ramo em superfície atinge a costa brasileira em torno de 15°S (Stramma & England, 1999). No nível picnoclínico associado às profundidades entre 150 e 500m, a bifurcação ocorre em 20°S. No nível intermediário entre 500 e 1000m, a bifurcação ocorre em 25°S. Estas faixas de profundidade estão associadas às principais massas d'água sendo elas a AT na superfície, a ACAS na camada picnoclínica e AIA em nível intermediário (Soutelino 2008) (Figura 4).

Na literatura não há um consenso quanto as latitudes exatas onde ocorre a BiCSE. Em superfície Stramma *et al.* (1990) encontrou a latitude de 10°S, Rodrigues *et al.* (2006), encontrou a de 14°S, Stramma & England (1999) encontrou a de 15°S e Soutelino (2008), identificou a ocorrência desta em 9°S para o verão austral. A BiCSE de acordo com os padrões descritos na literatura estaria entre as latitudes de 10°S e 15°S. No nível picnoclínico, ela ocorre entre 18°S e 21°S, e no nível intermediário, entre aproximadamente 23°S e 26°S. Esta latitude para a BiCSE apresenta uma variação com a profundidade que está ilustrada na Figura 5. Além da variabilidade com a profundidade, Rodrigues *et al.* (2006) e Soutelino (2008), identificaram variação temporal da BiCSE, associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), em que, de acordo com Rodrigues *et al.* (2006), a bifurcação atingiria latitude mais ao norte de 13°S no mês de novembro e em julho mais ao sul em 17°S.

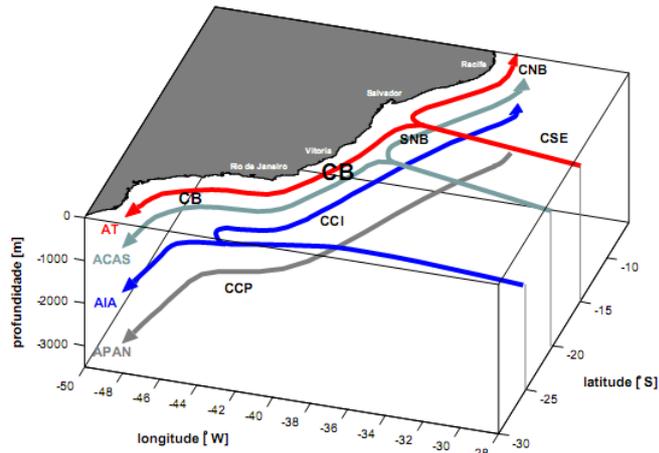


Figura 4: Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de Stramma & England (1999). Extraído de Soutelino (2008).

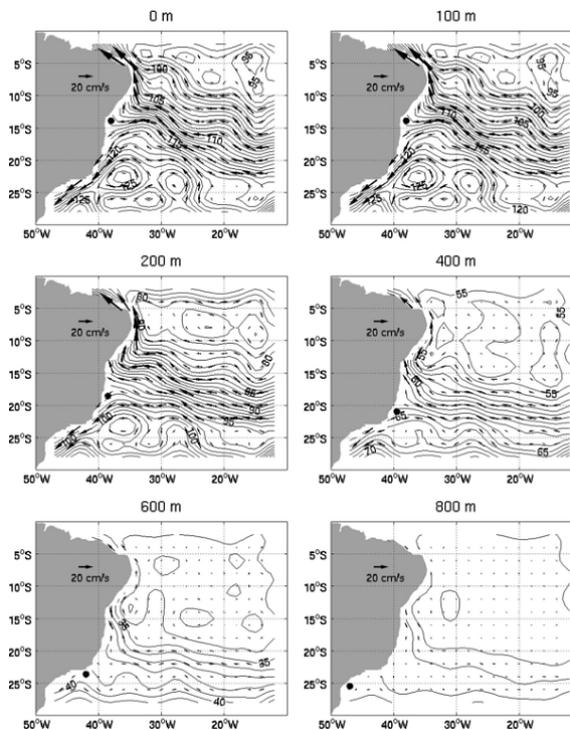


Figura 5: Anomalia do geopotencial média anual ($\times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) e fluxo geostrófico relativo a 1000dbar em 0, 100, 200, 400, 600 e 800m no Atlântico Sul de acordo com Rodrigues et. al. (2006). Os círculos pretos representam a localização da BiCSE. Extraído de Soutelino (2008).

3. Metodologia

3.1. Dados Altimétricos

A AASM estimada por dados dos satélites Jason-1 and Jason-2 é armazenada no Geophysical Data Record (GDR) e distribuída através do Archiving, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques (AVISO). Esses dados são empregados no presente trabalho de assimilação. AVISO distribui diversas versões de dados altimétricos com diferentes propósitos, mas o GDR tem a melhor precisão e validação. Todas as correções instrumentais, geofísicas e ambientais estão incluídas nestes dados. Entretanto, o GDR possui uma baixa precisão próxima à costa devido às incertezas nas correções da maré. Os erros apresentam a mesma magnitude das marés, de 10 cm à 1 m. A região costeira é comumente relacionada com profundidades menores do que 1000 m, como recomendado pelo Manual de Produtos do OSTM/Jason- 1 e 2. Os dados nesta região não são considerados na assimilação.

A resolução dos dados de AASM ao longo das trilhas dos satélites é de aproximadamente 6 km. Um filtro de convolução Gaussiana com suporte de 7 pontos foi aplicado para reduzir o ruído dos dados e excluir variabilidade espacial com comprimento de onda menor que 40 km. Cada trilha é filtrada separadamente considerando a distância entre as medidas. Após a filtragem da altimetria a área de estudo é selecionada e todas as trilhas de um mesmo dia são concatenadas. O tratamento dos dados altimétricos foi realizado pelo M.Sc. Victor Bastos Daher do Laboratório de Modelagem da Atmosfera do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro no escopo da REMO.

3.2. Modelo Dinâmico

O modelo da circulação oceânica utilizado neste trabalho foi o HYCOM. Ele foi desenvolvido com o objetivo de simular a circulação global e os processos de mesoescala, incluindo processos nas regiões costeiras, resolvendo equações primitivas dos balanços de momentum, massa e energia em coordenadas verticais híbridas (Bleck 2002; Bleck 2006; Chassignet et al. 2009). O modelo assume coordenadas isopicnais em regiões de oceano profundo, coordenadas sigma-z na plataforma continental e coordenadas z fixas para representar a camada de mistura do oceano. Essas coordenadas permitem uma melhor simulação do oceano quando se deseja simular em um só modelo a circulação de larga-escala em oceano profundo e a circulação de meso-escala em regiões de plataforma continental. O modelo é acoplado a um modelo de dinâmica de gelo marinho. A

discretização espacial é feita em diferenças finitas com uma grade C de Arakawa (Figura 6). A integração no tempo é realizada com um esquema de leap-frog.

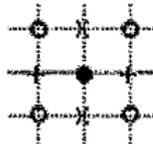


Figura 6: Grade C de Arakawa - • = Campos de massa; + = Componente “u” da velocidade; x = Componente “v” da velocidade; ● = Vorticidade -

3.3. Método de Assimilação

O método de assimilação empregado no presente trabalho é o OI. Ele é baseado nas equações

$$X_a = X + K(Y - HX)$$

$$K = BH' (HBH' + R)^{-1}$$

onde X_a representa a análise de AASM, X a AASM modelo – dada pela ASM instantânea do modelo menos a ASM média do modelo –, K é a matriz peso, Y o vetor de observações, H o operador de observação que neste caso é simplesmente um interpolador do espaço do modelo para os pontos de observação, B a matriz de covariância dos erros do modelo e R a matriz de covariância dos erros da observação. O símbolo ' representa a transposta. R foi assumida como diagonal com valores de $(0,02 \text{ m})^2$. B foi parametrizada em função do desvio padrão da rodada data de 2003 a 2009 e em função do inverso do quadrado da distância entre os pontos de grade com o objetivo de localizar a covariância. A covariância dos erros do modelo entre os pontos i e j é aproximada pela seguinte fórmula:

$$B(i, j) = \sigma_i^2 \exp\left(-r_{ij}^2 / L^2\right)$$

onde σ_i é o desvio padrão da AASM no ponto i , $r_{ij} = \left[(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2\right]^{1/2}$ é a distância entre os pontos i e j com coordenadas (x_i, y_i) e (x_j, y_j) , respectivamente, e L é um parâmetro de decorrelação espacial tomado igual a 170 km.

A média de AASM ao longo da trilha do satélite e a média da AASM do modelo interpolada para os pontos de observação não coincidiram. Uma diferença de aproximadamente 25cm foi observada. As causas dessa diferença estão sendo investigadas, mas elas estão provavelmente associadas com as diferentes referências usadas para calculá-las. A AASM observada ao longo da trilha 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 tomada da rodada data de 2003 a 2009. Como a ASM média do modelo depende dos forçantes, da resolução, das parametrizações e período de integração, é esperado que a ASM média do modelo não coincida com a ASM média observada. Consequentemente, suas anomalias também poderiam apresentar discrepâncias.

Para capturar a localização e magnitude dos cavados e cristas observados e suavemente passar essas informações para o modelo, um ajuste dos dados observados foi imposto. Primeiro, a AASM do modelo é interpolada para a posição dos dados observados ao longo da trilha do satélite, os quais são colineares. Depois, a média ao longo da trilha é tomada para as observações e para o modelo, a diferença é calculada e subtraída dos dados observados. Portanto, os dados observados ajustados e os resultados do modelo possuem a mesma média ao longo da trilha. A Figura 7 mostra um exemplo do dado bruto de AASM, o resultado de AASM o modelo ao longo da mesma trilha e o dado bruto ajustado. A figura mostra que o dado de AASM é cerca de 25cm maior que AASM do modelo. O dado ajustado é assimilado pelo esquema OI, o qual impõe somente correções locais da AASM do background.

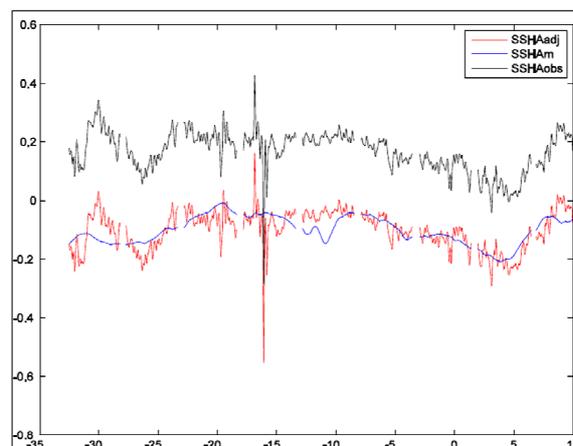


Figura 7: Dado de AASM (m) ao longo da trilha do satélite Jason1 (preto), AASM do HYCOM interpolado para a trilha (azul) e o dado do satélite ajustado (vermelho). O eixo x é a latitude. AASM em m. (Victor Bastos, comunicação pessoal)

trabalho. Os Dr. Clemente A. S. Tanajura e o Dr. Renato Ramos da Silva conduziram as principais integrações.

Para o experimento utilizou-se uma grade com $1/12^\circ$ de resolução horizontal e 21 camadas de densidade sigma theta (σ_θ), para o domínio 45°S - 10°N , 18°W - 67°W com 601 pontos na direção zonal e 733 pontos na direção meridional. A batimetria utilizada foi interpolada para a grade do experimento a partir da base TerrainBase (TERRAINBASE, 2007) do National Geophysical Data Center da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), que possui uma resolução espacial de 5 minutos ($\sim 8,5$ km a 25°S). Das 21 camadas verticais, a mais alta resolução associada as 8 primeiras camadas na superfície permite uma discretização mais adequada da camada de mistura. Das 21 camadas, as 18 primeiras foram consideradas híbridas permitindo que as mesmas mudassem de isopicnais para coordenadas z ao longo das simulações, as restantes foram consideradas camadas puramente isopicnais. Esta distribuição de camadas 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 densidade $\sigma_\theta = 27,94$ existente nas simulações do Atlântico Norte foi desconsiderada visto que não há massa d'água com essa densidade no domínio do Atlântico Sul. A Tabela 1 apresenta as isopicnais utilizadas.

Camada	σ_θ
1	19,50
2	20,25
3	21,00
4	21,75
5	22,50
6	23,25
7	24,00
8	24,70
9	25,28
10	25,70
11	26,18
12	26,52
13	26,80
14	27,03
15	27,22
16	27,38
17	27,52
18	27,64
19	27,74
20	27,82
21	27,88

Tabela 1: Isopicnais utilizadas na coordenada vertical do modelo

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. Foi adicionado também um termo de relaxamento newtoniano da temperatura em superfície para a climatologia mensal do WOA sendo o tempo de restauração o mesmo da salinidade. O fluxo de quantidade de movimento foi calculado a partir das componentes latitudinal e longitudinal da tensão de cisalhamento do vento.

A grade de $1/12^\circ$ recebe condições de contorno dos campos produzidos por simulações do modelo HYCOM com $1/4^\circ$ de resolução horizontal e 21 camadas verticais que cobre a região 78°S - 50°N , 100°W - 20°E com 480 pontos na direção zonal e 760 pontos na direção meridional.

O modelo de $1/12^\circ$ aninhado na grade $1/4^\circ$ foi previamente integrado a partir do repouso com uma estrutura termohalina climatológica durante 10 anos utilizando forçantes atmosféricas climatológicas de momentum, fluxos de calor, radiação de onda-curta e onda-longa do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) (COADS 2007). Depois, foi forçado por campos de temperatura do ar a 2m, razão de mistura do ar a 2 m, ventos meridional e zonal a 10 m, precipitação, fluxos de radiação de onda longa e onda curta na superfície provenientes de resultados de re-análises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) da NOAA (Kalnay et al. 2006) de janeiro de 2003 até junho de 2009.

A partir de 1 de julho de 2009, duas simulações foram realizadas, uma sem assimilação e outra com assimilação de dados de AASM e com o esquema de C&H. A integração sem assimilação será chamada de controle e a outra de experimento.

O esquema de C&H visa ajustar as espessuras das camadas do modelo em função de um campo dado de ASM. No presente trabalho, o campo de ASM oferecido ao C&H foi a análise produzida pelo MAD. Quando a ASM da análise é mais alta que a ASM do modelo, o método de C&H move parcelas de água pouco densas e quentes das camadas superficiais para a camada do fundo com água densa e fria para reduzir a ASM do modelo. Processo inverso é realizado para aumentar a ASM do modelo. Esse processo é feito de forma a conservar vorticidade potencial. O esquema de C&H não altera diretamente a temperatura da camada de mistura, mas através da dinâmica do modelo essa pode ser alterada ao longo da integração.

No experimento, dados de AASM dos satélites Jason-1 e Jason-2 foram assimilados com o método de OI usando como campo de *background* uma saída instantânea do modelo. Os dados de AASM empregados na assimilação cobrem uma janela de tempo de sete dias centrada no instante da assimilação em 00 UTC. A assimilação foi realizada a cada três dias ao longo da integração de 1 de julho a 31 de dezembro de 2009. Essa estratégia visa aumentar a cobertura espacial de dados de altimetria e produzir um incremento da análise mais significativo.

Após a obtenção da análise de AASM, esta é somada a ASM média do modelo e o método de C&H é empregado para passar a informação da superfície para as camadas de subsuperfície. Com a reestruturação das camadas isopícnais, um novo arquivo de reinicialização do modelo em 00 UTC é preparado para prosseguimento da integração por mais três dias. Este processo é repetido até o final de dezembro de 2009.

3.5. Cálculo dos Erros

Para o cálculo da raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) da AASM do experimento e do controle em relação ao AVISO, primeiramente a AASM do modelo foi calculada subtraindo a média da ASM da integração de 2003 a 2009 do campo de ASM instantâneo. Em seguida, o campo de AASM foi interpolado para a grade dos dados de AASM do AVISO com resolução de $1/3^\circ$, e a seguinte fórmula foi aplicada:

$$RMSEA(X) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N ((HX_i - \bar{X}) - (Y_i - \bar{Y}))^2}$$

onde X_i representa o campo de AASM do modelo HYCOM para o dia i , H é um operador de interpolação linear do espaço do modelo para o espaço das observações, Y_i é o campo de AASM do AVISO, o símbolo $\bar{\quad}$ representa a média na área e N é o número de dias usados no cálculo do erro. A média na área foi incluída nesse cálculo para remover o erro sistemático ou viés do modelo em relação às observações e comparar detalhadamente as diferenças entre as estruturas locais de cristas e cavados. O RMSEA de AASM foi calculado para o último mês de integração do modelo considerando os dias nos quais os mapas de AASM do AVISO estavam disponíveis, i.e., para 2, 9, 16, 23, e 30 de dezembro de 2010.

Para calcular o RMSE de perfis verticais de temperatura e salinidade do modelo em relação aos dados do ARGO, estes foram primeiramente interpolados para os níveis verticais do modelo. A adoção deste procedimento foi necessária para garantir a construção

dos gráficos de erros por nível vertical, uma vez que as profundidades dos dados do ARGO não são fixas. Em seguida, interpolou-se horizontalmente o resultado da simulação do modelo para os pontos de dados *in situ*. Foi calculado um RMSE para cada dia e profundidade separadamente através da seguinte fórmula:

$$RMSE (Y) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - H_i X)^2}$$

onde Y é a salinidade ou a temperatura potencial, Y_i são os valores das observações, H_i é um operador de interpolação do espaço do modelo para o espaço das observações, X é o valor do modelo e n é o número de pontos de observação, no referente dia e profundidade, dentro do domínio do modelo. A utilização de uma função quadrática antes da média dos erros evita que erros positivos se anulem com erros negativos do modelo, e a raiz quadrada conserva o módulo destes erros. Por outro lado, considerando que o resultado do RMSE é sempre positivo, não é possível utilizá-lo para verificar se o resultado foi maior ou menor que as observações.

Dentre os dados observados do ARGO, somente aqueles que passaram por um controle de qualidade foram utilizados. Testou-se seqüencialmente data, localização, temperatura e salinidade. Nos testes foram utilizados os critérios do Global Temperature-Salinity Pilot Program (GTSP) da Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC).

4. Resultados e Discussão

4.1. AASM

Para avaliar o impacto do experimento na AASM do modelo, as médias da ASM para a rodada de controle, para o experimento e para o HYCOM/NCODA foram calculadas utilizando a média da ASM no tempo – de 2 de julho a 31 de dezembro de 2009 – e na área. Em seguida, dias específicos foram escolhidos para se observar a evolução da AASM.

Na Figura 9 observa-se que a AASM do controle e do experimento são em geral maiores que a do HYCOM/NCODA. Entretanto, ao longo do período, o experimento se aproximou do HYCOM/NCODA e indicando uma melhoria devido à assimilação e ao C&H. É importante se observar também que houve uma diminuição da AASM do HYCOM/NCODA do dia 2 de julho para o dia 30 de setembro e posteriormente um aumento na anomalia do dia 30 de setembro para o dia 31 de dezembro. Esta evolução da AASM também pôde ser observada

no controle e no experimento evidenciando assim uma variabilidade temporal da AASM que foi reproduzida pelo modelo.

Para o dia 30 de setembro ao norte de 9°S, o experimento representou melhor a anomalia negativa presente na região equatorial leste do domínio e a anomalia positiva ao norte do Equador. Perto da costa brasileira, principalmente próximo ao Rio de Janeiro e São Paulo, houve uma grande redução da AASM do experimento, mas a mesma ainda ficou bem maior que a do HYCOM/NCODA. Ainda, há uma anomalia negativa logo ao sul do Rio de Janeiro na rodada de controle que não é observada no HYCOM/NCODA e que foi bastante reduzida no experimento. Portanto, a assimilação de AASM e o C&H estão corrigindo tanto anomalias positivas como negativas mesmo elas estando próximas umas às outras.

No último dia, impactos positivos do experimento são também claramente observados, como a presença de uma anomalia negativa ao sul entre 50°W e 40°W no experimento e no HYCOM/NCODA. Entretanto, à oeste desta anomalia há outra anomalia negativa de magnitude considerável a qual pode ser observada no experimento e não está presente no controle e no HYCOM/NCODA e indicando que há alguns impactos negativos produzidos no experimento. Ao norte de 0°N observa-se no HYCOM/NCODA uma anomalia positiva que foi mais bem representada no experimento, apesar da menor magnitude. Ainda, no controle há uma anomalia negativa ao sul do Rio de Janeiro que não foi observada nem no experimento nem no HYCOM/NCODA. Portanto, de forma geral pode-se afirmar que a assimilação e o C&H produziram em geral AASMs mais próximas do HYCOM/NCODA do que a rodada de controle.

O RMSEA de AASM em dezembro de 2009 da rodada de controle em relação ao AVISO (Figura 10) mostra que em grande parte do domínio os erros são relativamente pequenos, menores que 0,1m. Entretanto, há erros maiores que 0,3m em diversas regiões, como na região equatorial entre 38°W e 45°W, no Atlântico Sul sudoeste e central desde a latitude do Rio de Janeiro até o limite sul da METAREA V. Os erros máximos atingem 0,6 m ao redor de 40°W e 35°S. As regiões onde os maiores erros ocorrem coincidem com as de maior variabilidade da altimetria e da circulação superficial. A assimilação e o C&H reduzem substancialmente o RMSEA do modelo. Os erros máximos são ao redor de 0,2m no Atlântico equatorial oeste e no Atlântico Sul sudoeste. Em regiões muito próximas à costa, não foram usados dados de altimetria para assimilação de modo que as correções nessas regiões foram feitas exclusivamente pela dinâmica do modelo. Nota-se que na foz do Rio Amazonas um sinal do erro permanece.

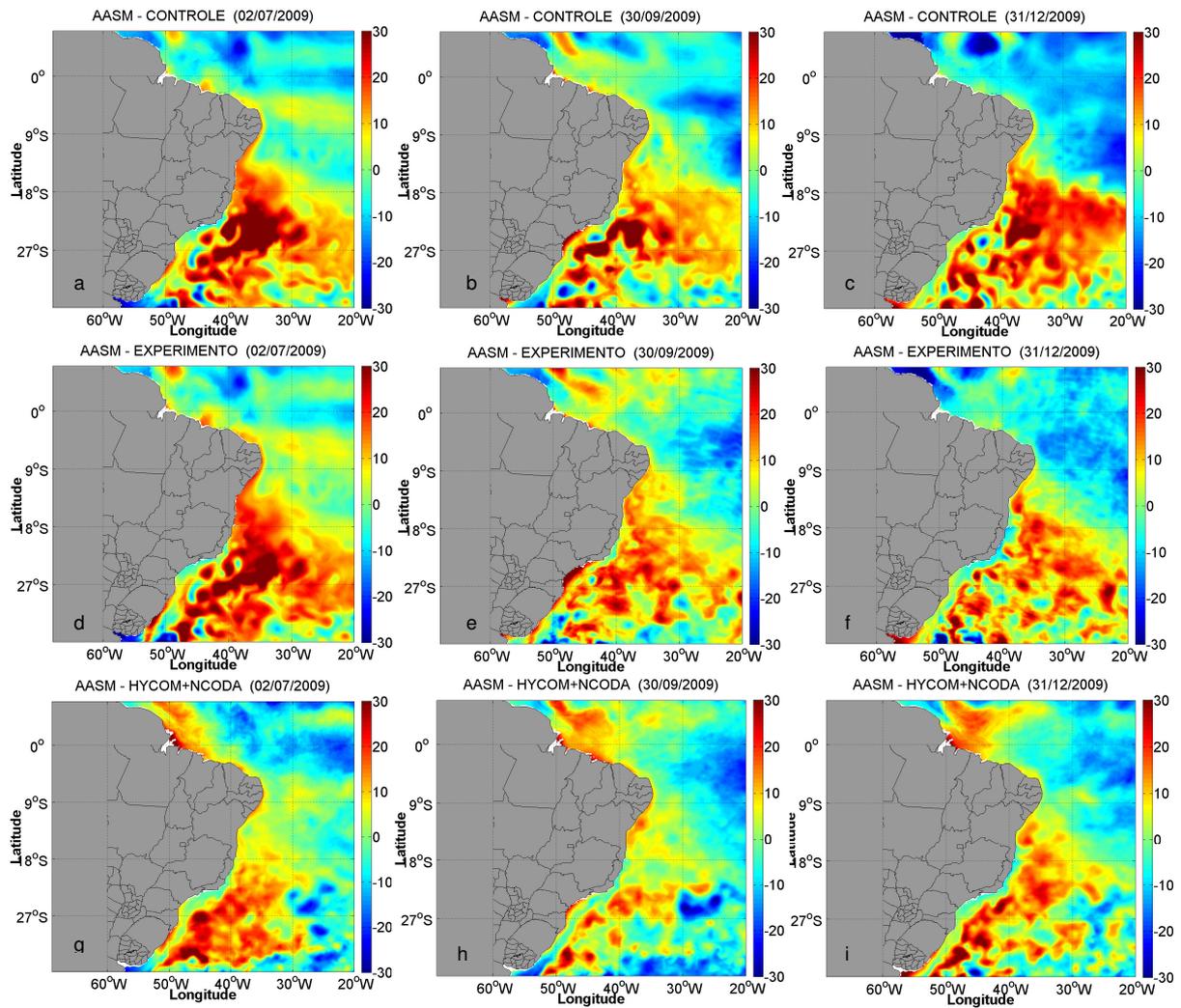


Figura 9: AASM (cm) para (a, b e c) controle nos dias 2/7, 30/9 e 31/12 respectivamente, (d, e, f) experimento nos dias 2/7, 30/9 e 31/12 respectivamente e (g, h e i) HYCOM/NCODA nos dias 2/7, 30/9 e 31/12 respectivamente.

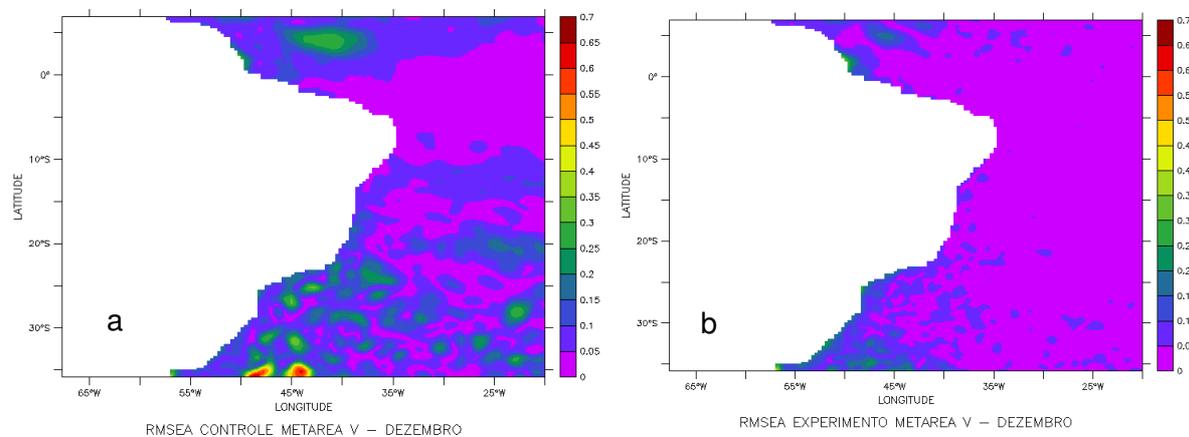


Figura 10: RMSEA (m) sobre a METAREA V no mês de dezembro para (a) controle e (b) experimento

4.2. Campos de Velocidade

O objetivo desta seção é a identificação da posição média da BiCSE. Devido à dificuldade em se determinar o ponto em que ocorre a bifurcação, neste trabalho a divergência nas CCOs será principal critério a ser utilizado na identificação da BiCSE. Esta metodologia foi a mesma empregada por Soutelino (2008). Para a localização desta feição, o campo médio das componentes u e v da velocidade durante o mês de dezembro foi calculado nos níveis verticais de 75m e 300m de profundidade. Nas figuras a seguir as elipses marcam a posição da BiCSE.

Na Figura 11 observam-se os vetores de velocidade em 75m para o controle. Verifica-se que em torno de 15°S , 34°W ocorre uma divisão do fluxo da CSE em dois, um ao norte de 15°S e outro ao sul de 15°S . Contudo, ambos continuam no mesmo sentido, de leste para oeste, não originando a CB nem a CNB. Com a aproximação na costa brasileira o fluxo acima de 15°S é bem caracterizado com sentido para norte. Ao norte de 16°S , o sentido meridional da corrente é claramente para norte, indicando que a CNB está constituída. Já o fluxo ao sul de 15°S está em direção à costa. Em torno de 17°S há uma bifurcação, sendo que grande parte do fluxo segue para norte e uma pequena parte para sul. Portanto, na rodada de controle, a BiCSE e a origem da CB e da CNB ocorrem em 17°S no nível de 75m.

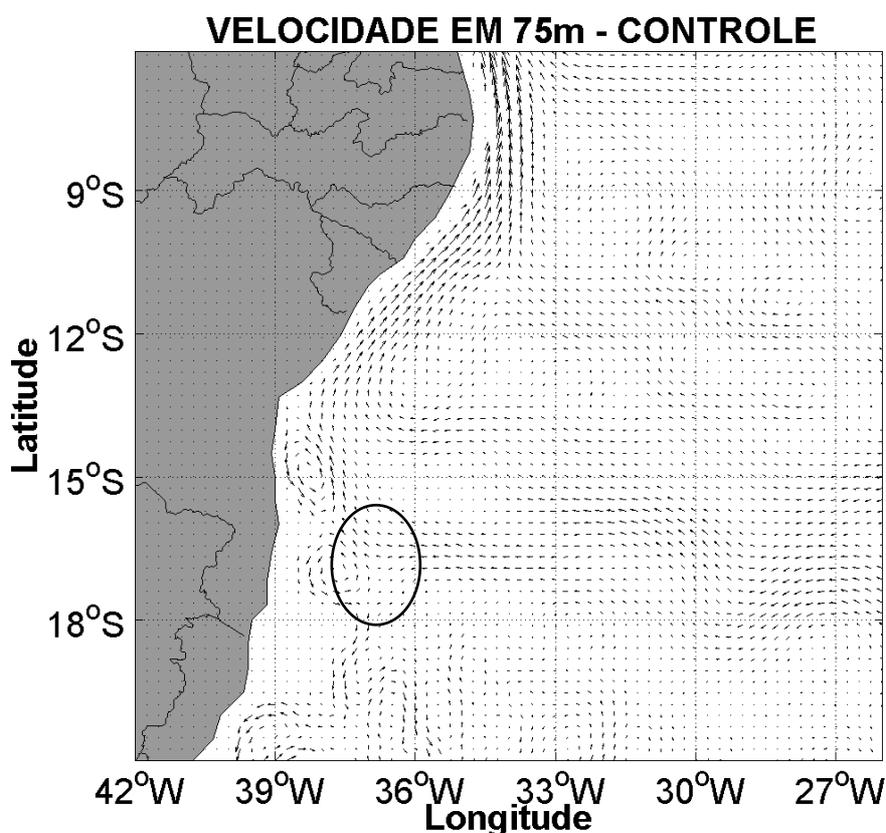


Figura 11: Campo médio do mês de dezembro de 2009 da velocidade para o controle em 75 m de profundidade

Pela Figura 12, que representa o experimento em 75m, nota-se claramente que a CSE se apresenta desde 11°S, 27°W até 11°S, 34°W com sentido de leste para oeste. A oeste desse ponto, a maior parte de seu transporte segue para norte e outra parte para o sul. Devido à ocorrência de uma corrente com sentido para nordeste na região entre 15°S e 12°S ao longo 34°W que se dirige à CSE e é parte de um anticiclone, surge a dúvida se há uma contribuição da CSE neste fluxo para sudoeste. Uma simulação lagrangeana poderia ser feita para esclarecer esse aspecto. Contudo, a não ocorrência em 11°S, 35°W de um fluxo no sentido oeste que caracterize a CSE, sinaliza que este fluxo zonal foi desviado para um fluxo meridional evidenciando a BiCSE. Além disso, é a partir da região marcada na figura que se observa um fluxo mais intenso para o norte, a CNB, e um fluxo no sentido sudoeste que irá se intensificar próximo à costa caracterizando a CB. Portanto, a latitude de 11°S será considerada a latitude na qual ocorre a BiCSE e a origem da CB e da CNB no nível de 75m para o experimento. Em relação ao controle, houve uma migração significativa da BiCSE, para norte em aproximadamente 6° de latitude provocada pela assimilação de AASM e pelo C&H.

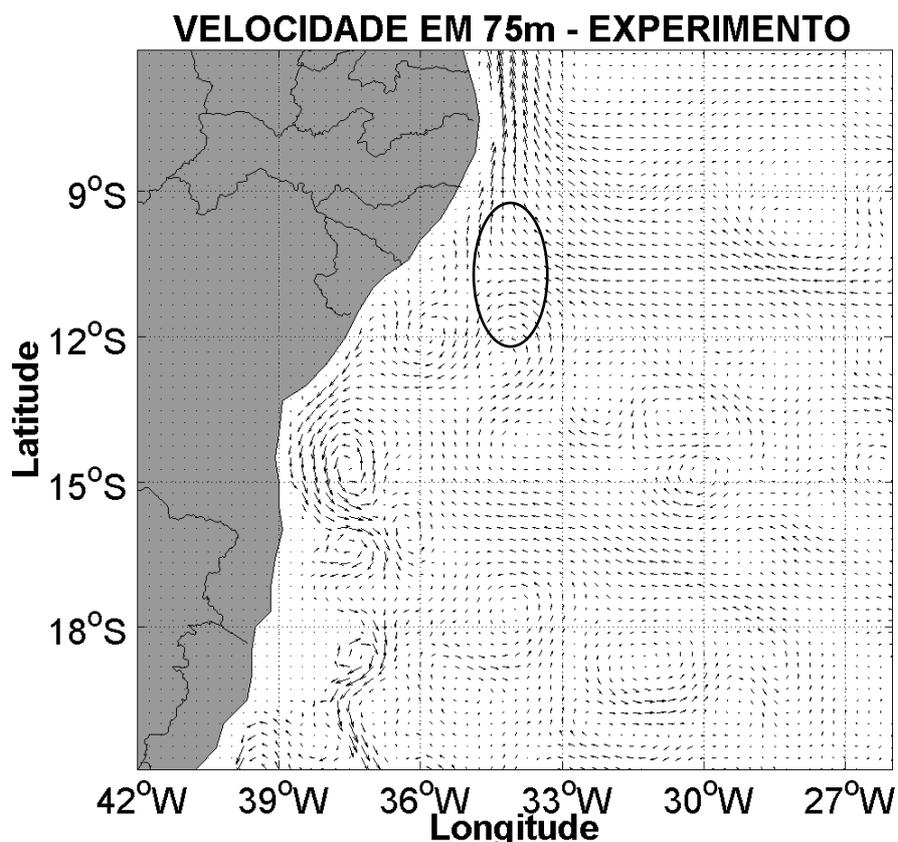


Figura 12: Campo médio do mês de dezembro da velocidade para o experimento em 75m de profundidade

No HYCOM/NCODA, Figura 13, observa-se na latitude de 8°S uma corrente zonal no sentido oeste bem intensa e que em 8°S, 34°W tem seu fluxo quase completamente desviado para norte, contribuindo com a CNB, e outra parte de seu fluxo segue para sul. Porém isso não caracteriza a BiCSE pois, o fluxo para sul recircula através de um giro ciclônico para norte se somando à CNB e assim este fluxo zonal em 8°S caracteriza o ramo central da CSE. Ao comparar com as Figuras 11 e 12, conclui-se que o controle e o experimento possuem muitas diferenças de posicionamento e intensidade da CSEc em relação à análise do HYCOM/NCODA.

A porção sul da CSE pode ser localizada adentrando a Figura 13 em 13°S 27°W e segue em direção à costa brasileira. Entretanto, o padrão da circulação associado a CSEs possui diversos meandramentos e bifurcações, dificultando a identificação da BiCSE. Há uma bifurcação em 30°W com parte do fluxo defletido para norte e parte para oeste. Em 33°W a CSEs apresenta um desvio para noroeste e uma bifurcação bem próxima à costa em 12°S dando origem a CNB e a CB.

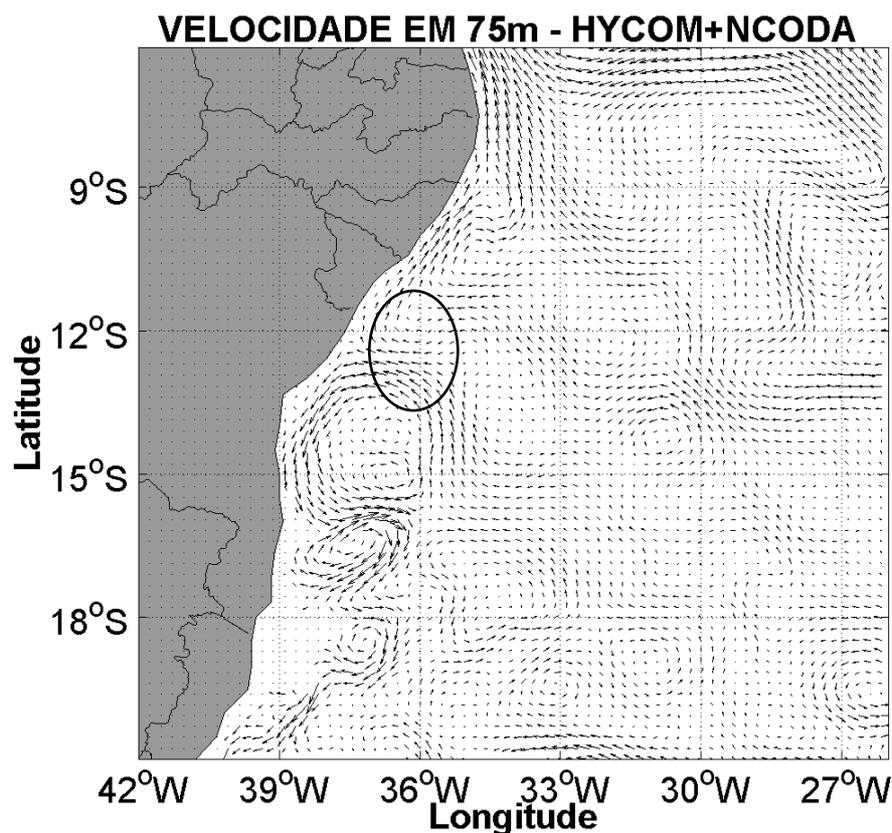


Figura 13: Campo médio do mês de dezembro da velocidade para o HYCOM/NCODA em 75 m de profundidade

A latitude de 11°S encontrada no experimento para a BiCSE, apesar de divergir do apresentado por Stramma & England (1999) para a superfície, 15°S, está bem próxima da

encontrada por Rodrigues et al. (2006), 13°S durante novembro, por Silveira (2000) e Stramma *et al.* (1990), 10°S, e Soutelino (2008), de 9°S e 12°S nas profundidades de 20m e 200m, respectivamente (Tabela 2). Deve ser mencionado que a BiCSE tem uma variabilidade temporal e que as simulações aqui realizadas foram de período curto para produzir um campo médio comparável a uma climatologia. Considerando as análises da circulação para dezembro de 2009, os resultados obtidos pela integração com assimilação foram bem mais próximos do encontrado por Rodrigues et al. (2006) e por Soutelino (2008) do que a rodada de controle. Este último autor estudou o padrão da circulação de verão do Hemisfério Sul, período que contém o mês de dezembro, enquanto que os outros trabalhos apresentaram médias anuais.

Portanto, comparando as três latitudes encontradas para a BiCSE em 75m, 17°S, 11°S e 12°S, para o controle, o experimento e o HYCOM/NCODA, respectivamente, há indícios de que o impacto da assimilação foi significativo e positivo, visto que a BiCSE no experimento se aproximou bastante da posição simulada pelo HYCOM/NCODA e da citada em outros trabalhos.

	Latitude da BiCSE	Profundidade	Época
Controle	17°S	75m	Dezembro de 2009
Experimento	11°S	75m	Dezembro de 2009
HYCOM/NCODA	12°S	75m	Dezembro de 2009
Stramma & England (1999)	15°S	Superfície	Média Climatológica
Rodrigues et al. (2006)	13°S	Superfície	Novembro
Silveira (2000)	10°S	Superfície	Média Climatológica
Stramma <i>et al.</i> (1990)	10°S	Superfície	Média Climatológica
Soutelino (2008)	9°S	20m	Verão Austral
Soutelino (2008)	12°S	200m	Verão Austral

Tabela 2: Latitudes encontradas para a BiCSE

Na Profundidade de 300m foi identificado um complexo padrão caracterizado por diversos vórtices e meandros dificultando a identificação da BiCSE nesta profundidade.

Entretanto, uma análise qualitativa e subjetiva indicou que as maiores divergências, que produziram fluxos para norte e sul caracterizando a formação da CB e CNB, próximas à costa do Brasil, foram para o controle em 30°S, 24°S para o experimento, e 22°S para o HYCOM/NCODA. Este último produziu, portanto, valores mais próximos aos citados na literatura, mas observou-se uma aproximação do experimento em direção aos padrões descritos na literatura.

4.3. Cortes Verticais da Velocidade Meridional e Transporte da CB

A intensidade e extensão das CCOs foram avaliadas através de seções zonais de velocidade meridional e do cálculo do transporte de volume, este último apenas para a CB. As velocidades apresentadas a seguir nas seções zonais são uma média da componente meridional para o mês de dezembro de 2009.

A primeira seção zonal analisada foi em 5°S e o campo está ilustrado na Figura 14a, b e c para o controle, experimento e HYCOM/NCODA, respectivamente. Observa-se no controle uma CNB bastante intensa e extensa cujo núcleo, caracterizado por velocidades acima de 0,6m/s, se estende desde a superfície até 450m. Por outro lado, no experimento, estas intensidades de velocidade se limitam aos primeiros 200m se assemelhando com o HYCOM/NCODA. Subjacente a CNB observa-se a presença de uma contracorrente no sentido sul no controle e no HYCOM/NCODA, não sendo detectada no experimento. Em compensação, outra contracorrente centrada na longitude de 33°W pôde ser observada no HYCOM/NCODA e no experimento, apesar da menor extensão vertical nesse último. Na rodada de controle, esta contracorrente ficou centrada em 34°W e, conseqüentemente, diminuiu o alcance longitudinal da CNB.

A Figura 15 ilustra uma seção da média da velocidade meridional em 13°S para dezembro. Verifica-se que há uma CB marcante nos primeiros 100m da coluna d'água com intensidade superior a 0,3m/s no experimento e no HYCOM/NCODA. Essa corrente não é observada para o controle. A intensidade da CB no experimento está superestimada nos primeiros metros da coluna d'água, com valores absolutos ultrapassando 0,5 m/s. O valor observado por Silveira et al. (2000) e outros autores mencionados nesse trabalho é de 0,3m/s. A diferença na representação da CB entre o controle e o experimento evidencia, como mostrado na seção 4.2, a migração para o norte da BiCSE no experimento. Na rodada de controle, a BiCSE ocorre bem mais ao sul ao redor de 17°S. Observa-se também que a

CCI do experimento sofreu uma significativa redução na sua intensidade em relação ao controle, como por exemplo, em 400m, nível cuja redução foi da ordem de 0,2 m/s.

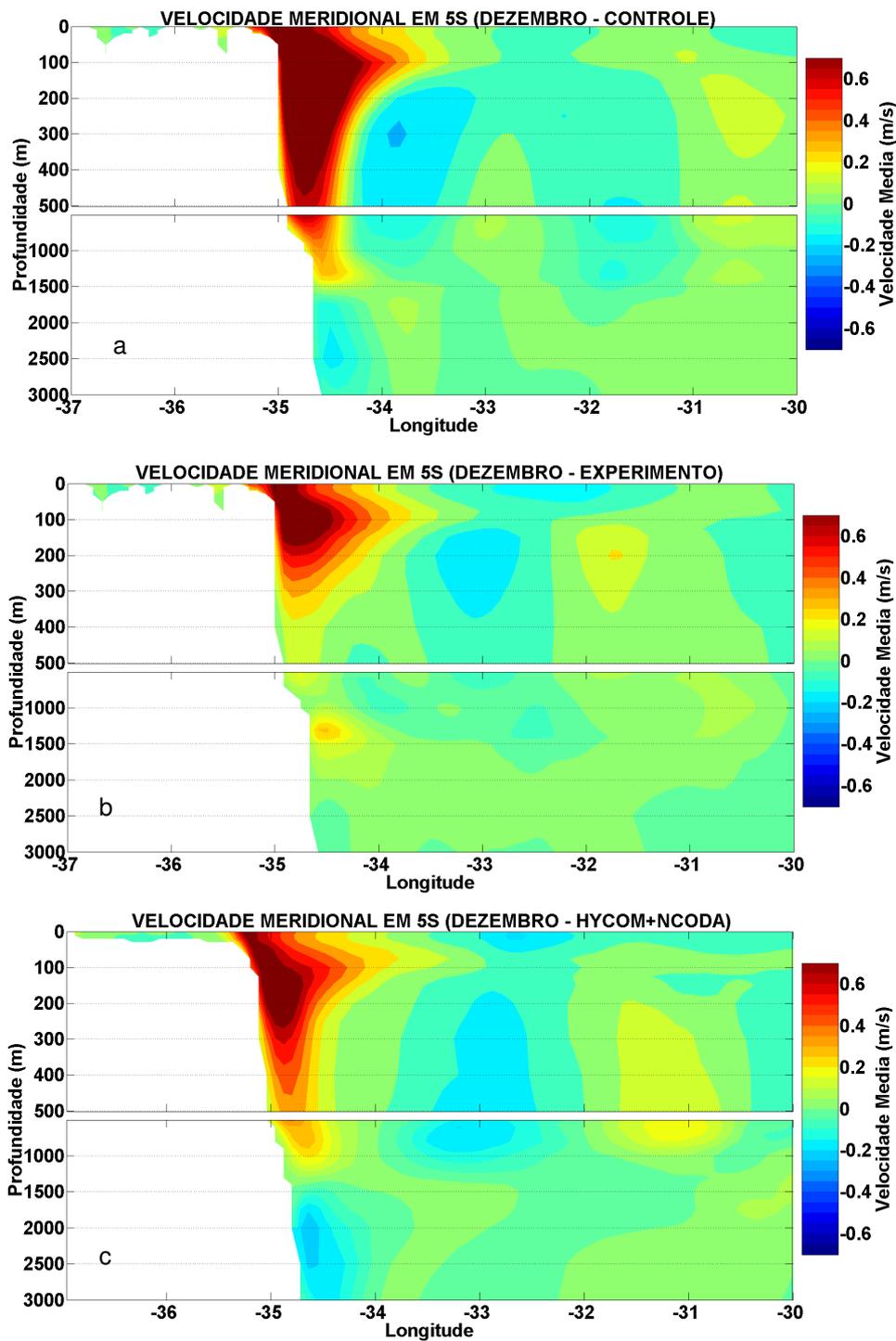


Figura 14: Média da velocidade meridional (m/s) no mês de dezembro em 5°S para (a) o controle, (b) experimento e (c) HYCOM/NCODA.

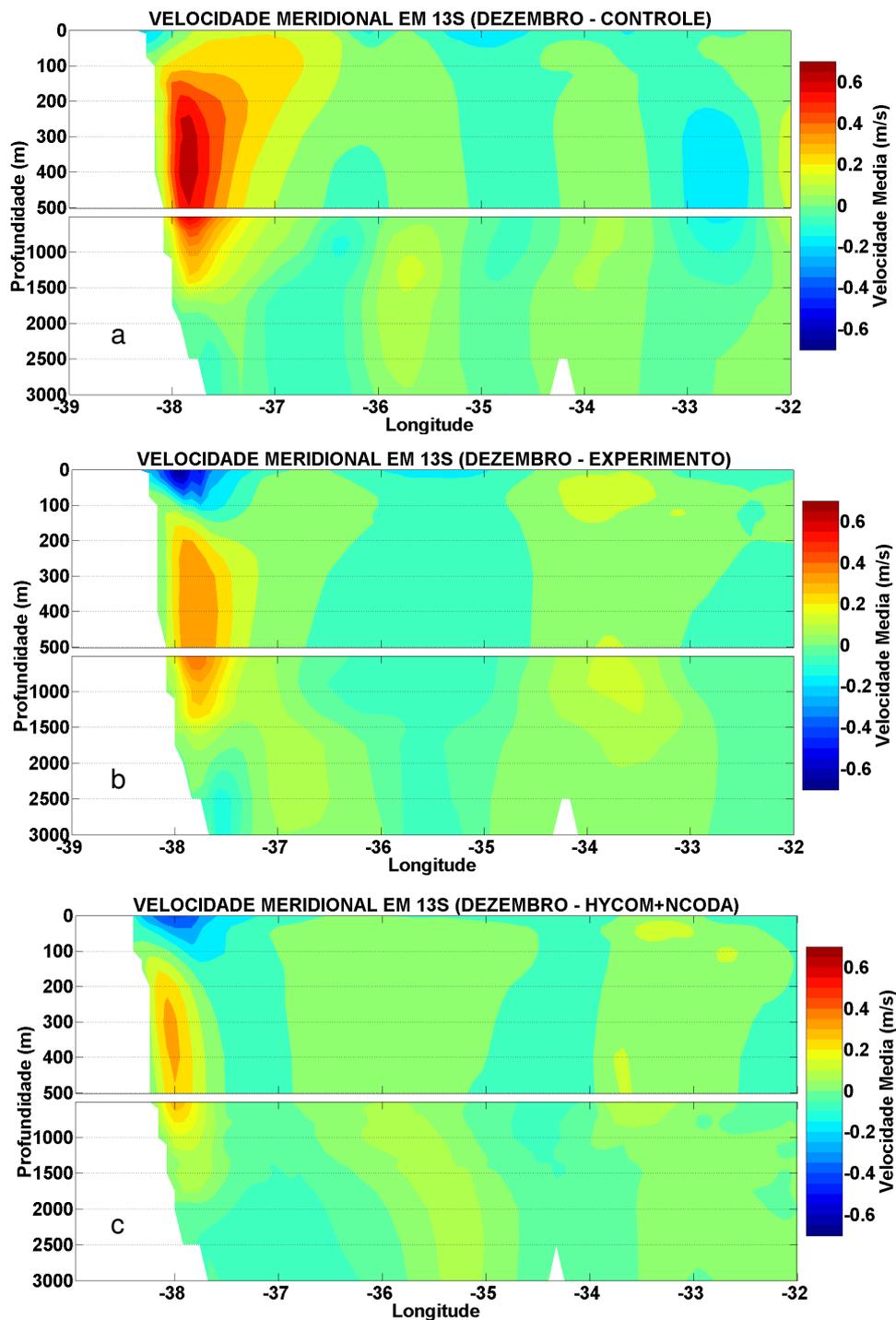


Figura 15: Média da velocidade meridional (m/s) no mês de dezembro em $13^{\circ}S$ para (a) o controle, (b) experimento e (c) HYCOM/NCODA

Para o cálculo do transporte da CB há a necessidade de se estabelecer critérios que considerem intervalos de longitude e profundidade. Esses foram selecionados tendo como base a Figura 15. Em $13^{\circ}S$ o transporte da CB foi calculado entre $45^{\circ}W$ e $36^{\circ}W$ e entre 0m e 500m, pois estes intervalos capturam o principal ramo da CB. Os transportes da rodada de controle, do experimento e do HYCOM/NCODA estão mostrados na Figura 16, onde as

linhas horizontais tracejadas com transporte constante representam a média de cada simulação.

Verifica-se um impacto positivo da assimilação no transporte da CB na latitude de 13°S (Figura 16), como consequência do melhor posicionamento e extensão vertical e longitudinal da corrente. Contudo, a média de transporte da CB ficou ligeiramente acima do HYCOM/NCODA, refletindo a maior intensidade desta corrente no experimento em relação ao HYCOM/NCODA (Figura 15b e c). Stramma *et al.* [1990], através de estimativas geostróficas, indica que, após sua origem em 10°S, a CB rumaria para sul com um transporte de 4Sv. Este resultado corrobora o resultado do transporte da CB obtido para o experimento. Ademais, se observa uma maior variabilidade no transporte diário da CB no experimento do que no controle (Figura 16), semelhante a do HYCOM/NCODA.

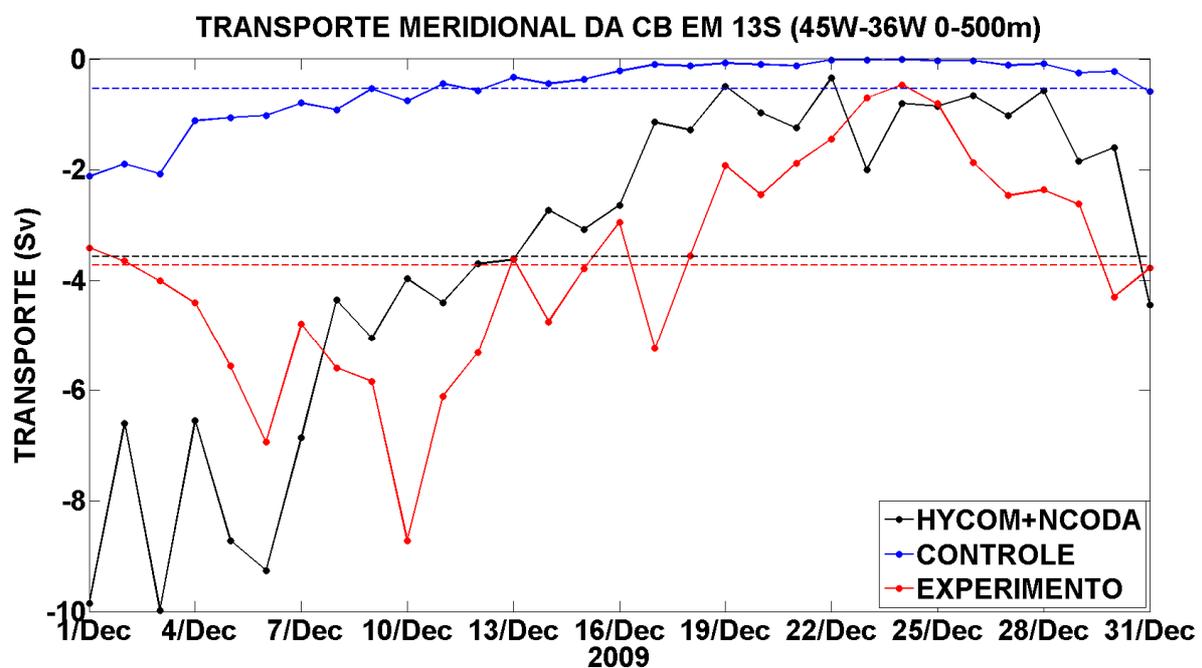


Figura 16: Transporte (Sv) da CB ao longo do mês de dezembro em 13°S (as linhas retas representam as médias)

Para a latitude de 22°S também se observou impactos positivos da assimilação de AASM e do C&H na CB e na CCI. Pela Figura 17a, verifica-se que no controle o núcleo da CB se apresentou afastada da costa brasileira ficando em torno da longitude de 38,5°W e a CCI se encontra presente junto ao talude com intensidade de 0,4 m/s. Já no experimento, Figura 17b, a CB está localizada muito próxima à costa na região da quebra da plataforma e a CCI bem mais fraca do que no controle, se assemelhando bastante com a simulação do HYCOM/NCODA. Ainda, uma corrente meridional no sentido sul se encontra presente em 38°W no experimento e no HYCOM/NCODA, apesar de nesse último a intensidade e

extensão serem consideravelmente menores. Essa corrente em 38°W representa um ramo secundário da CB, enquanto que no controle esse ramo é o principal. Entretanto, no experimento a representação da CB na plataforma continental e sua extensão vertical, apresentaram diferenças em relação ao HYCOM/NCODA. Observação coletada por Silveira et al. (2008) através de 10 correntômetros localizados em $22,7^{\circ}\text{S}$, $40,2^{\circ}\text{W}$ nas profundidades de 50m, 100m, 150m, 250m, 350m, 450m, 550m, 750m, 900m e 1050m, representados pelos círculos pretos, durante 1 ano (Figura 18) mostram que a velocidade meridional da CB na superfície foi de aproximadamente $-0,4\text{m/s}$ e que a inversão de sentido das correntes ocorreu em 400m. Até a profundidade de 1000m, a CCI está presente com intensidade aproximada de $0,2\text{m/s}$. Apesar das diferenças na representação da CB do experimento em relação ao HYCOM/NCODA e às observações, pode-se afirmar que houve uma melhora significativa na simulação das correntes meridionais na latitude de 22°S com a assimilação.

Devido à ocorrência de uma corrente com intensidade significativa no sentido sul em torno da longitude de 38°W no controle e no experimento (Figura 17a e b), dois transportes para a CB foram calculados empregando os intervalos de longitudes $45^{\circ}\text{W} - 39^{\circ}\text{W}$ e $45^{\circ}\text{W} - 37^{\circ}\text{W}$ representados na Figura 19a e b respectivamente. Considerando o primeiro intervalo de longitude, Figura 19a, o experimento obteve uma média de transporte muito mais próxima do HYCOM/NCODA do que o controle. O fato desta média se apresentar menor esta relacionada à menor extensão horizontal e vertical da CB do experimento. Observa-se também que o experimento apresentou uma grande variação no transporte diário da CB quando comparado ao controle. Neste último há uma nítida tendência de diminuição do transporte ao longo do mês de dezembro.

Para o segundo intervalo de longitude, Figura 19b, o experimento e o controle ficaram com uma média de transporte próximos um do outro e com uma diferença de mais de 2Sv do HYCOM/NCODA, sendo que o experimento se assemelhou mais com o HYCOM/NCODA. A diferença de transporte entre experimento e o HYCOM/NCODA pode ser explicado pela Figura 17b e c, devido à presença de uma corrente no sentido sul em 38°W cuja intensidade e extensão são relativamente maiores no experimento.

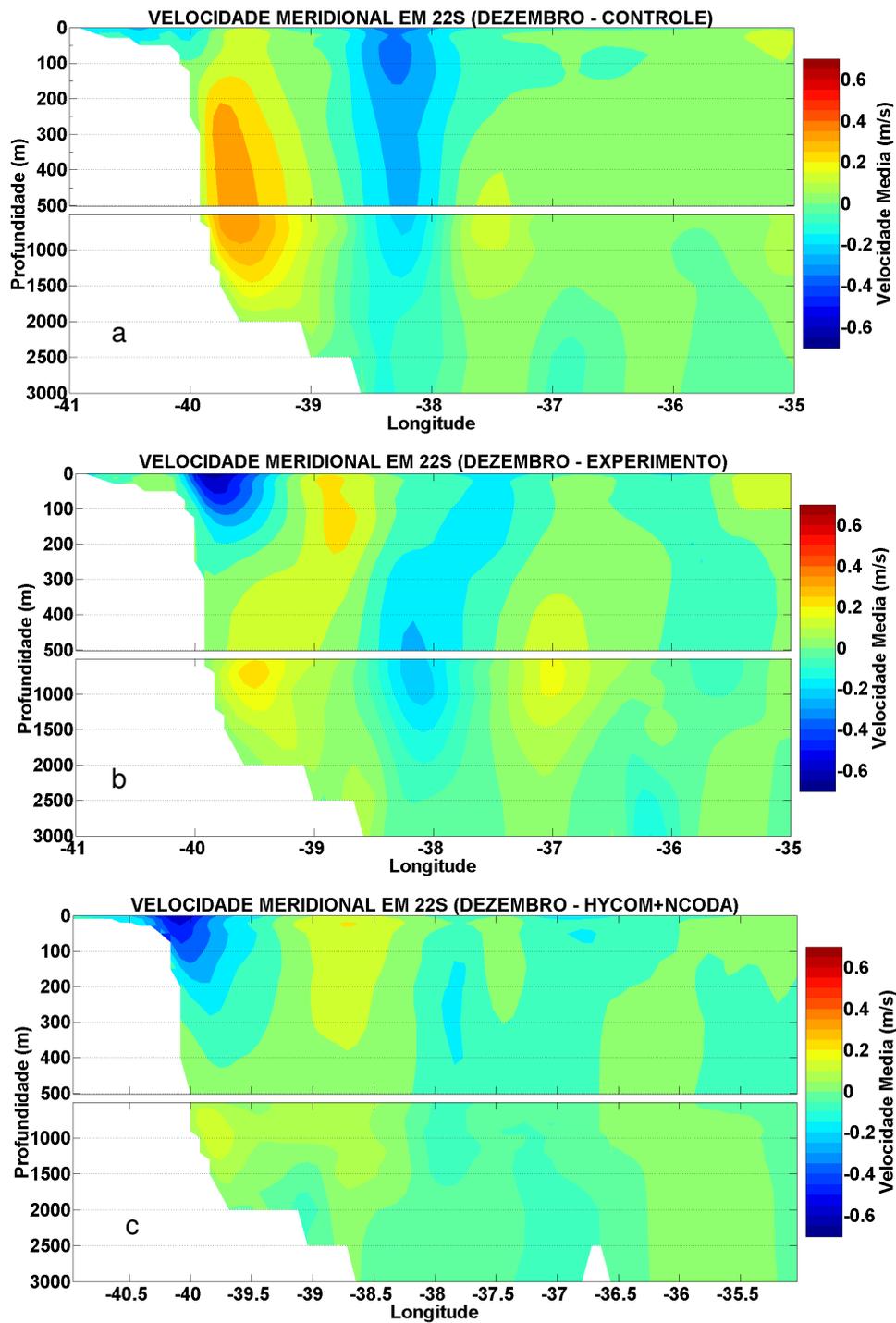


Figura 17: Média da velocidade meridional (m/s) no mês de dezembro em 22°S para (A) o controle, (B) experimento e (C) HYCOM/NCODA.

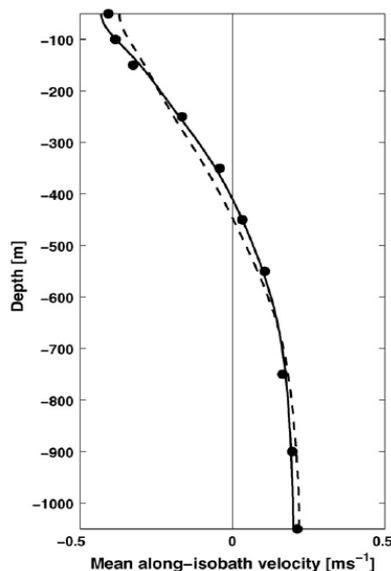


Figura 18 Velocidade meridional observada (m/s) em 22,7°S, 40,2°W por 10 correntômetros nas profundidades 50m, 100m, 150m, 250m, 350m, 450m, 550m, 750m, 900m e 1050m, representados pelos círculos pretos, por 1 ano. A linha tracejada é uma interpolação com polinômio de grau 2 e a sólida com grau 4. Extraído de Silveira et al 2008.

Ao comparar as Figuras 19a e b pode ser identificada uma inversão na tendência do transporte da CB para o controle durante o mês de dezembro. Na Figura 19a o controle apresentou uma tendência de diminuição do transporte ao longo do mês de dezembro, ao contrário da Figura 19b onde a tendência foi de aumento. Verifica-se também que ocorreu um aumento de mais de 10Sv na média de transporte do controle da Figura 19a para Figura 19b, enquanto que a média do HYCOM/NCODA aumentou em 3Sv. Fica então evidenciado pelas Figuras 17a e 19 que o ramo principal da CB está mal posicionado no controle. Para o experimento se observa uma melhora nesse posicionamento visto que sua média de transporte aumentou em aproximadamente 6Sv da Figura 19a para a Figura 19b. Além disso, as maiores intensidades da CB ocorrem próximo a 40°W assim como no HYCOM/NCODA e demonstra que o ramo principal da CB está nesta longitude.

É importante ressaltar que em torno de 38°W, no HYCOM/NCODA, há uma corrente com sentido sul cuja média de transporte, aproximadamente 3Sv (Figura 19a e b), é significativa. Estes resultados demonstram que há dois ramos principais simulados nesta região e que esse padrão está de acordo com Signori [1978]. Este autor observou na radial normal à Cabo Frio a presença de dois ramos principais da CB e associou um transporte geostrófico de - 9,4Sv. Além disso, Evans e Signori [1985], a partir de observações com o perfilador PEGASUS, obtiveram um transporte da ordem de 11Sv acima da AIA na latitude de 22°S e velocidades superiores à 0,5m/s no sentido sudoeste. O transporte médio obtido para o experimento na Figura 19B se aproxima razoavelmente do obtido por Signori [1978] e por

Evans e Signori [1985]. Portanto, a representação da CB do experimento em 22°S se aproximou significativamente da CB do HYCOM/NCODA e da descrita por outros pesquisadores.

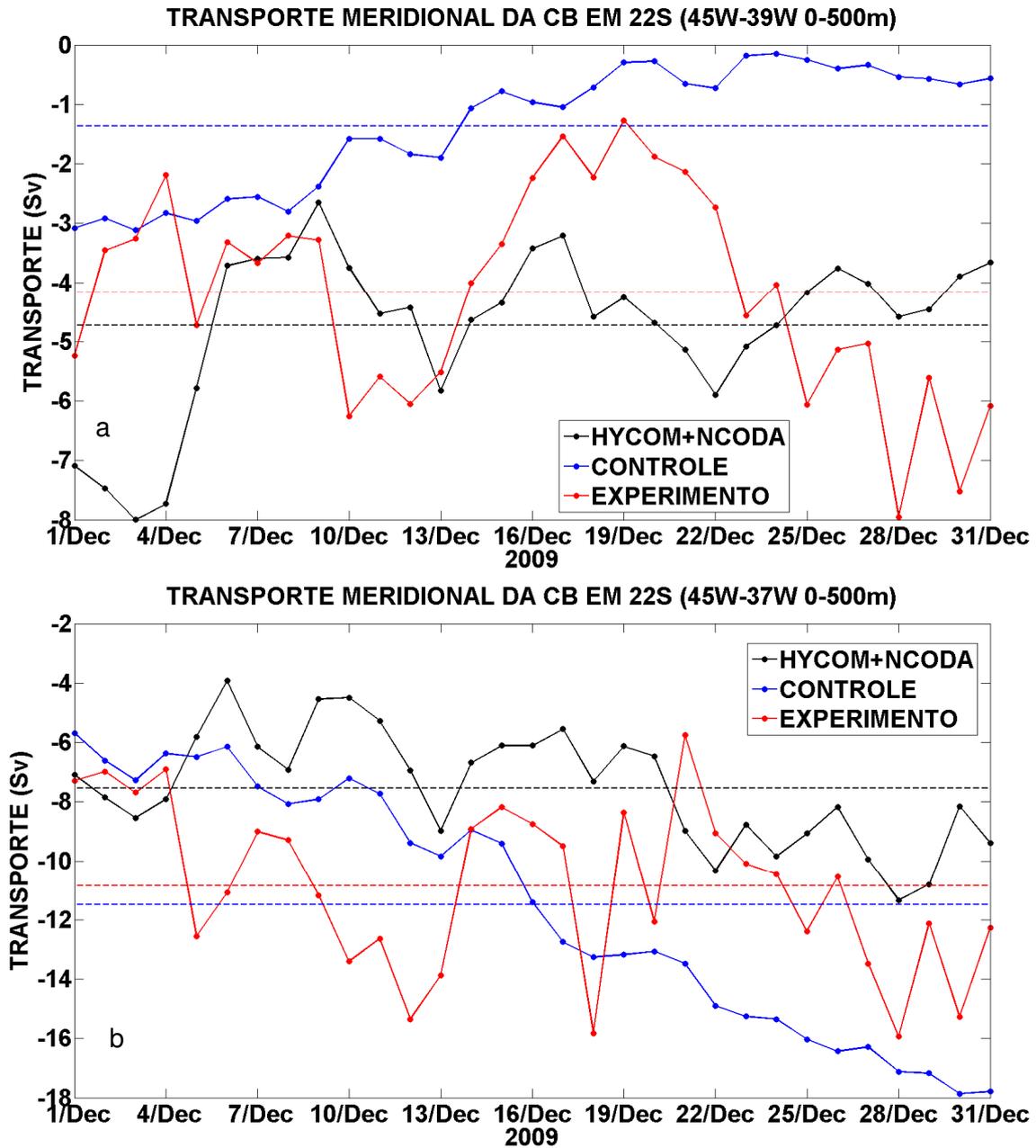


Figura 19: Transporte (Sv) da CB ao longo do mês de dezembro em 22°S (linhas retas representam as médias) para a longitude (a) 45°W – 39°W e (b) 45°W – 37°W

4.4. Erros da Temperatura Potencial

Para uma comparação objetiva da temperatura potencial das duas rodadas foi utilizado o RMSE, calculado e avaliado para cada dia, exceto para os dias nos quais havia dados disponíveis com apenas 1 bóia. O RMSE da temperatura está apresentado na Figura 20. Ela contém ainda o número de perfis verticais ARGO em até 150 m utilizados no cálculo do RMSE. Quando apenas uma 1 bóia estava disponível, uma região branca é inserida na figura.

Para o primeiro mês de integração, julho de 2009, (Figura 20), observa-se que os maiores erros da temperatura se concentram de 50m até 130m, atingindo um RMSE máximo de 6,5°C no experimento para o dia 14 (Figura 20b). Em profundidades inferiores a 50m e superiores a 130m, encontram-se os menores erros atingindo RMSE próximos a 0°C. Além disso, em profundidades superiores a 150m não há grandes diferenças entre as duas integrações.

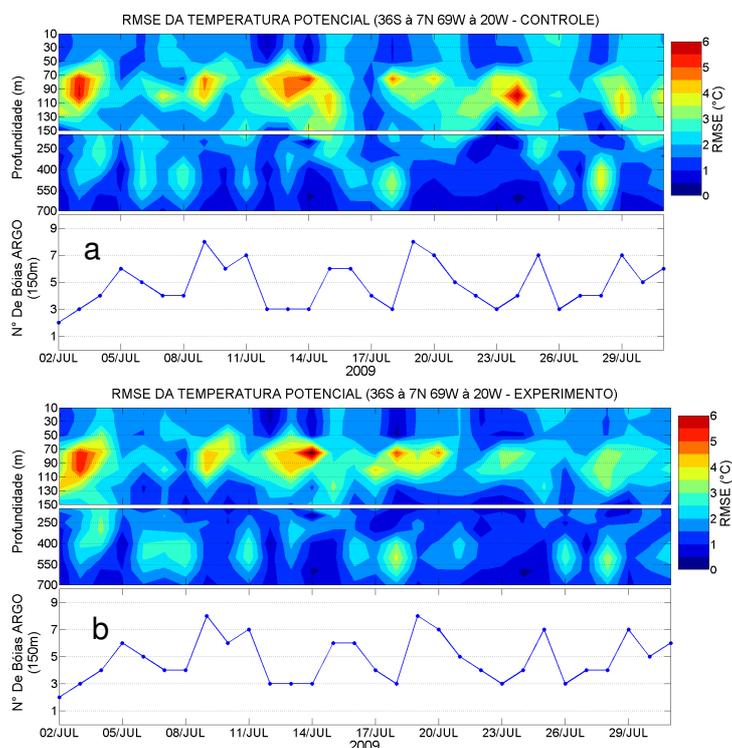


Figura 20: RMSE da temperatura potencial (°C) na METAREA V e quantidade de bóias argo em 150m para o mês de julho: a) Controle; b) Experimento

A Figura 21 mostra a diferença entre o RMSE do experimento e o RMSE do controle para o mês de julho. Os valores positivos indicam RMSE do experimento maior que o RMSE do controle e os valores negativos, RMSE do experimento menor que do controle. Nesse gráfico, 62% dos valores comparados ficaram abaixo de zero, ou seja, no mês de julho 62% dos RMSEs sofreram redução com a assimilação e o C&H. Verifica-se ainda que apenas duas assimilações da AASM foram suficientes para promover uma correção de 1°C no dia 6

em torno dos 130m, demonstrando uma rápida resposta da temperatura do modelo ao experimento realizado. Além disso, é importante ressaltar que os maiores impactos do experimento estão localizados entre os 90m e 130m, região onde foram observados os maiores erros.

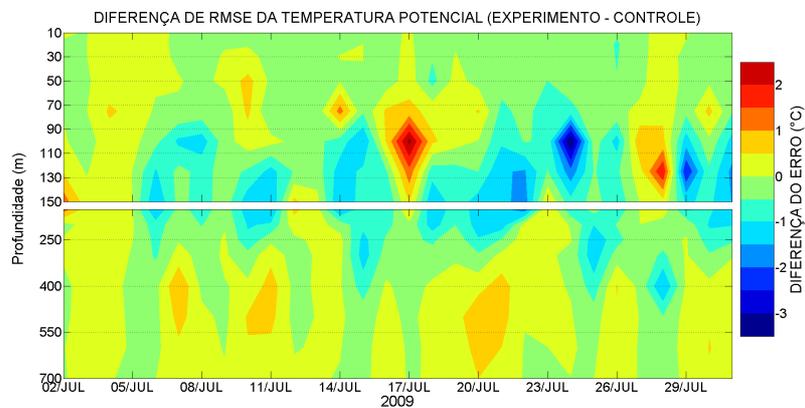


Figura 21: Diferença do RMSE da temperatura potencial (°C) na METAREA V para o mês de julho (experimento menos controle)

Para avaliar a evolução do RMSE ao longo dos seis meses de integração foi calculada uma média vertical para cada dia da diferença do RMSE (RMSE do experimento menos RMSE do controle), apresentada na Figura 22. Valores negativos indicam que o experimento apresentou um RMSE menor que o do controle. Podemos observar pela Figura 22a e b uma variação temporal da diferença, mas com o experimento simulando melhor a temperatura potencial até 21 de outubro e a partir desta data até dezembro, o contrário, isto é, o controle com menor erro. O impacto mais positivo do experimento ocorreu em agosto, com as maiores correções ultrapassando 0,6°C e em apenas quatro dias do mês houve aumento do RMSE, valores máximos de 0,3°C. O pior resultado aconteceu em novembro, quando o experimento apresentou, predominantemente, maior RMSE e as magnitudes das correções foram significativamente menores quando comparadas com as de agosto.

Considerando o experimento ao longo de todo o período de integração, podemos afirmar que o emprego da assimilação de AASM e do C&H promoveu um impacto positivo na temperatura do modelo já que em mais da metade dos dias da integração o experimento simulou melhor que o controle. Além disso, correções maiores que 0,4°C ocorreram com frequência, principalmente nos três primeiros meses do período, ao contrário dos aumentos do RMSE que raramente ultrapassaram 0,4°C (apenas quatro dias do período).

Nota-se uma oscilação de baixa frequência das diferenças de RMSE quando se observa a série temporal de julho a dezembro. De julho a meados de outubro houve uma redução do erro da temperatura com a assimilação e o C&H, mas depois houve um aumento em

novembro e uma tendência de queda de novembro para dezembro. A estratégia de assimilação de AASM e C&H reduziu os erros da AASM, mas não garantiu erros menores de temperatura potencial ao longo de todo o experimento.

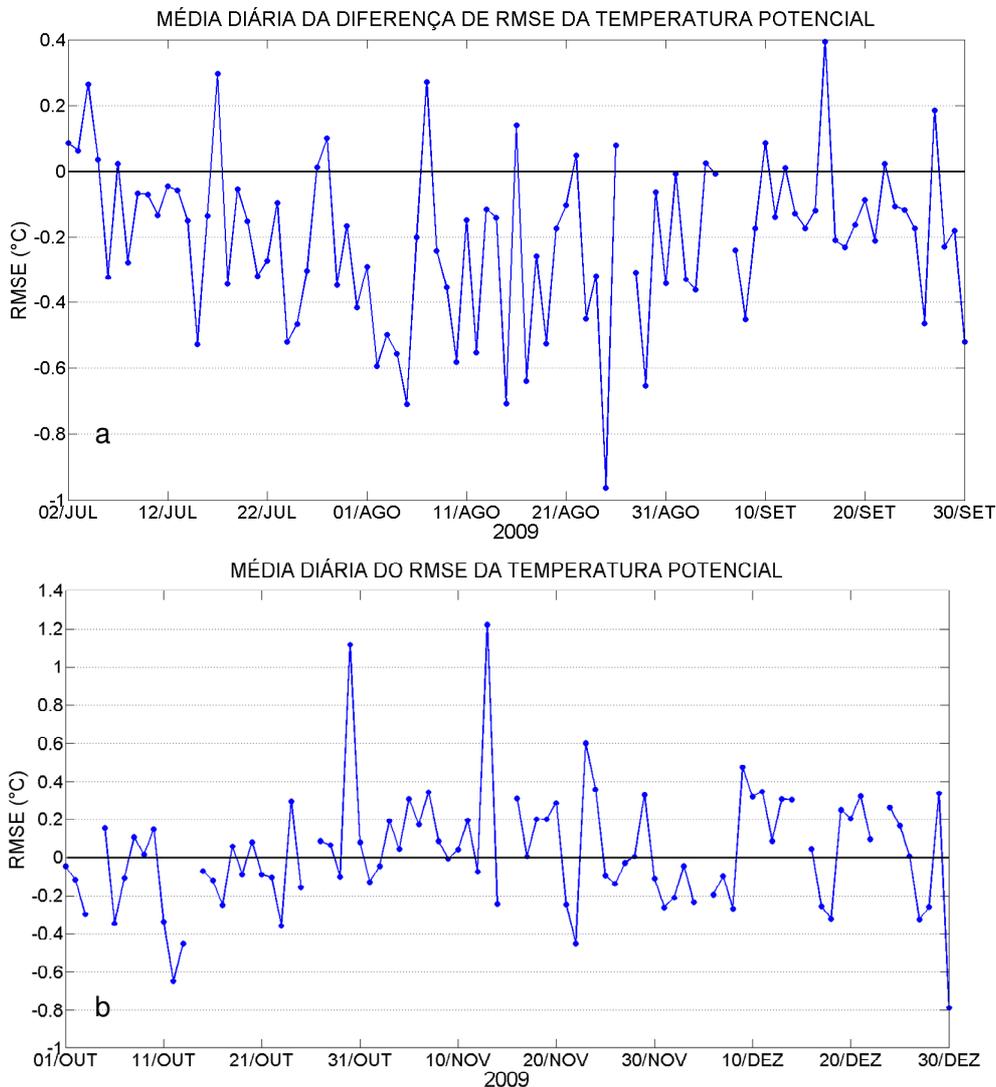


Figura 22: Média da diferença do RMSE da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) para (a) julho à setembro e (b) outubro à dezembro.

A análise de dezembro, mês de integração de maior interesse, demonstra que o RMSE registrou maiores erros na faixa de 50m a 150m (Figura 23), de forma semelhante ao mês de julho. É possível notar pontos em que o experimento está com um RMSE alto a exemplo do dia 9 em 150m ($6,7^{\circ}\text{C}$), diferentemente do controle, cujo RMSE máximo foi de $4,9^{\circ}\text{C}$. Verifica-se também o efeito do tempo no experimento, visto que em profundidades superiores a 150m houve mais impactos para este mês do que para julho, demonstrando que para experimentos mais longos espera-se um maior impacto na temperatura em regiões mais profundas do oceano.

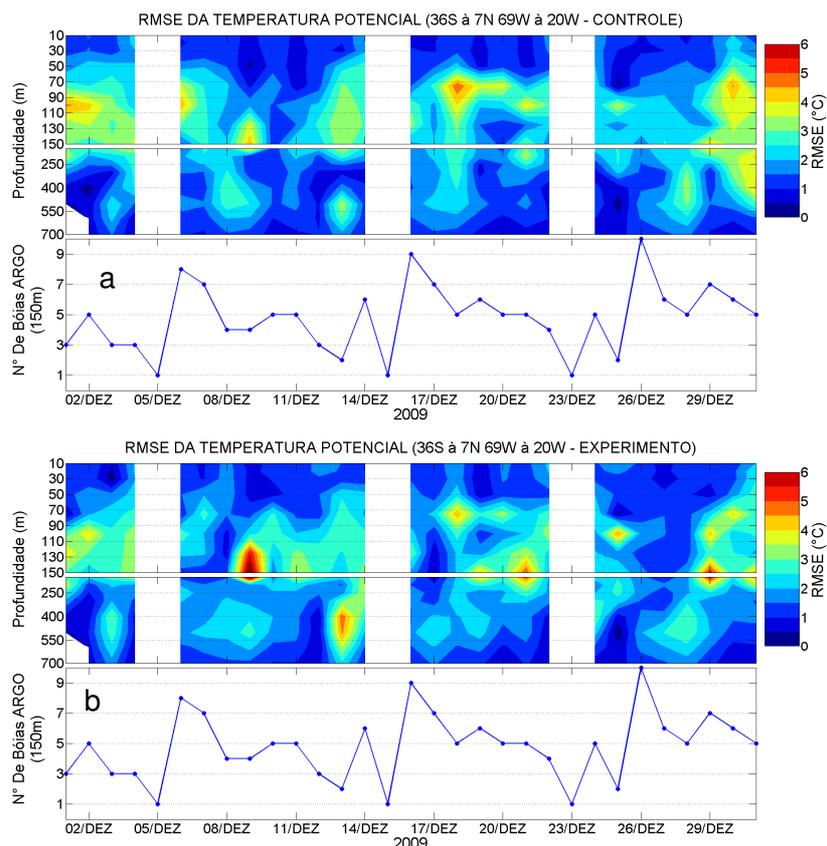


Figura 23: RMSE da temperatura potencial (°C) na METAREA V e quantidade de bóias argo em 150m para o mês de dezembro: a) Controle; b) Experimento

Com relação à diferença de RMSE no mês de dezembro (Figura 24), nota-se que o RMSE do experimento foi semelhante ao do controle. De fato apenas 45% dos RMSEs sofreram redução no experimento. Além disso, nota-se que não houve correções significativas no experimento exceto no último dia em que ocorreu uma correção de 2,5°C em 400m. O aumento no RMSE mais expressivo foi verificado no dia 13 em que o RMSE aumentou 3,1°C no mesmo nível.

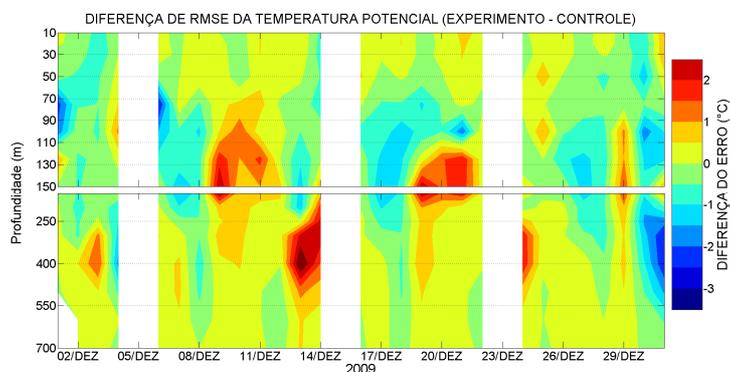


Figura 24: Diferença do RMSE da temperatura potencial (°C) na METAREA V para o mês de dezembro (experimento menos controle)

4.5. Erros da Salinidade

Na análise da salinidade utilizou-se o RMSE, da mesma forma da temperatura potencial, calculado e avaliado para cada dia e desconsiderando-se dias com apenas uma bóia, sendo estes dias representados nos gráficos por uma região branca.

No primeiro mês da integração é possível a visualização de que os maiores erros ocorreram desde a superfície até 150m para o controle e para o experimento (Figura 25a e b), diferentemente do observado com a temperatura potencial. O RMSE máximo para o controle foi de 0,96 psu e para o experimento 0,92 psu, os dois localizados em 90m no dia 22 de julho. Os menores erros observados situam-se abaixo de 400m de profundidade para as duas rodadas.

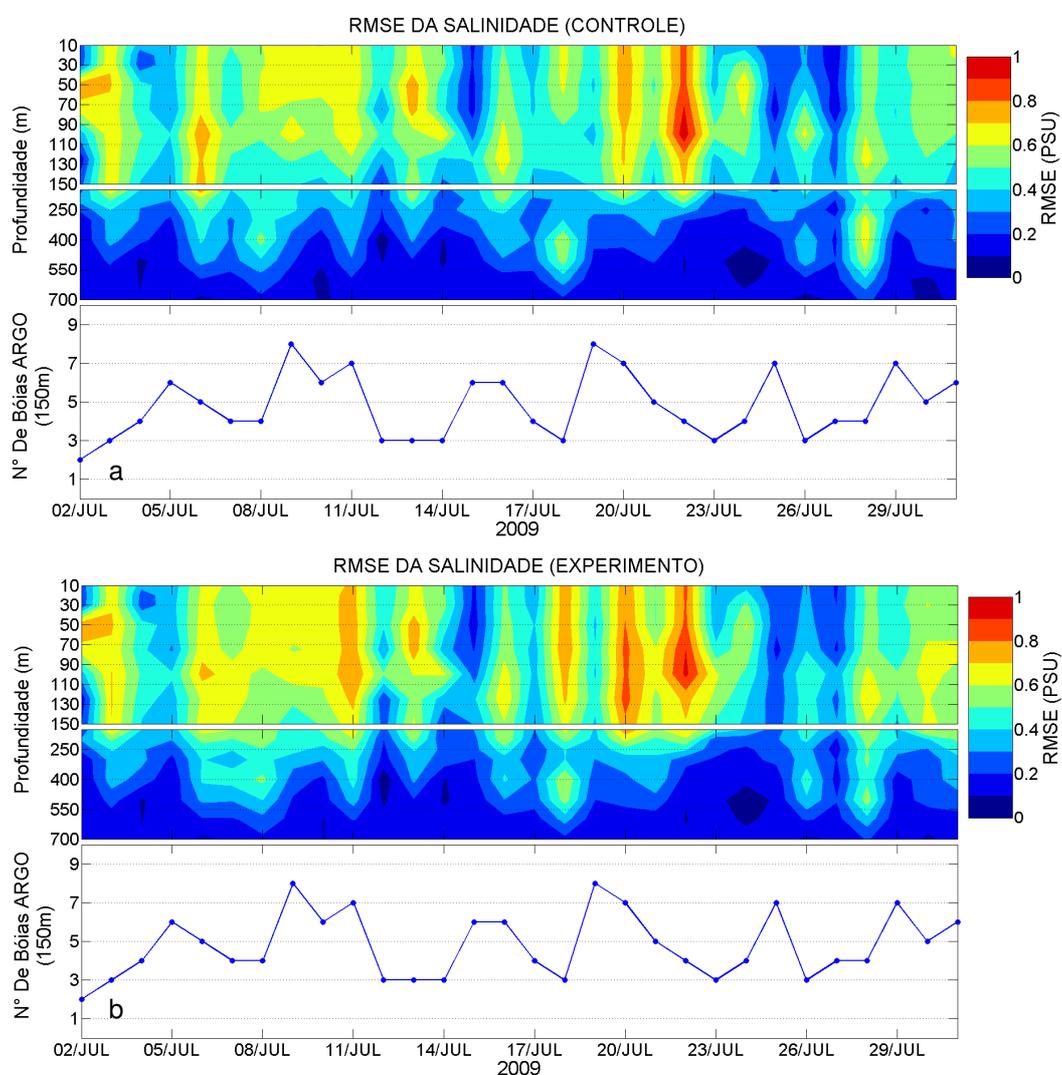


Figura 25: RMSE da salinidade (psu) na METAREA V e quantidade de bóias argo em 150m para o mês de julho: a) Controle; b) Experimento

A Figura 26 apresenta a diferença entre o RMSE do experimento e o RMSE do controle no mês de julho. Os valores positivos demonstram um RMSE do experimento maior que o RMSE do controle e para os valores negativos o RMSE do experimento é menor que do controle. Verifica-se que apenas 37,3% dos valores deste gráfico foram negativos evidenciando que mais da metade dos RMSE da salinidade ficaram maiores no experimento. Observa-se também que não houve grandes impactos na magnitude das diferenças, pois estas variaram de -0,19 psu até 0,29 psu e apenas 11% dos valores ficaram abaixo de -0,1 psu ou acima de 0,1 psu. Portanto, apesar do experimento ter simulado pior a salinidade, em relação ao ARGO, observou-se pouco impacto da assimilação de AASM e do C&H no RMSE da salinidade no primeiro mês de integração, ao contrário do RMSE da temperatura potencial.

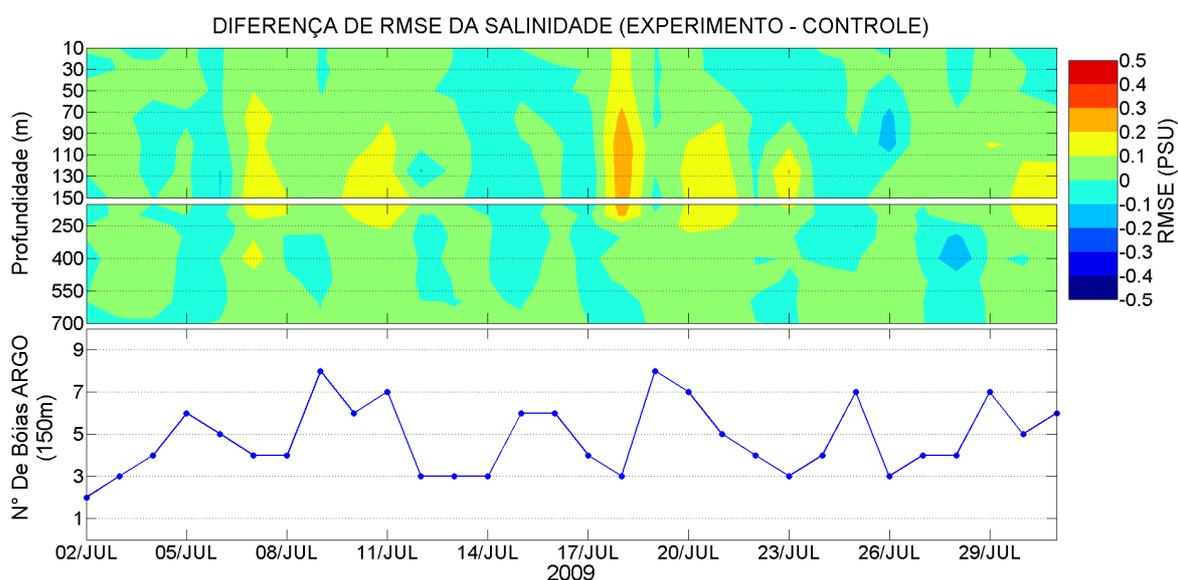


Figura 26: Diferença do RMSE da salinidade (psu) na METAREA V para o mês de julho (experimento menos controle)

Para se efetuar a avaliação da evolução do RMSE da salinidade ao longo dos seis meses de integração uma média para cada dia da diferença do RMSE foi calculada (Figura 27a e b), em que verifica-se que para valores negativos houve, no experimento, uma correção do controle em direção ao ARGO. Estes dois gráficos evidenciam que, na maior parte dos seis meses de integração, o experimento apresentou um maior RMSE, não havendo nenhum mês no qual a correção foi significativa. Observa-se também que em vários dias ocorreu um aumento superior a 0.05 psu no RMSE enquanto que correção superior a 0.05 psu ocorreram em apenas dois dias. Conclui-se então que o impacto da assimilação de AASM e do C&H no RMSE da salinidade, ao longo de todo o período de integração, foi negativo.

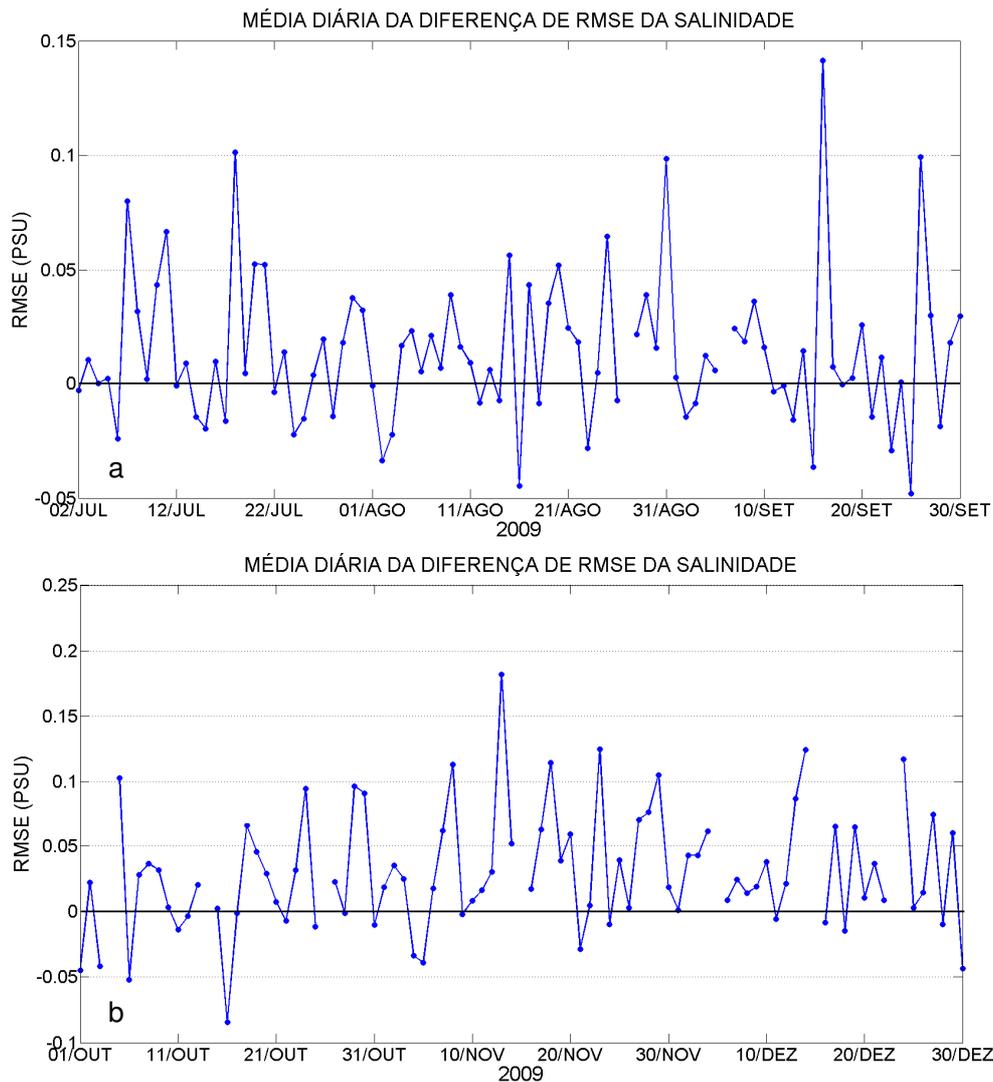


Figura 27 – Média da diferença do RMSE da salinidade (psu) para (a) julho à setembro e (b) outubro à dezembro

Para o mês de dezembro avaliou-se apenas a diferença de RMSE entre o experimento e o controle (Figura 28). Neste gráfico apenas 30% dos valores ficaram abaixo de zero indicando que apenas 30% dos RMSEs sofreram alguma redução durante o experimento. A magnitude das diferenças variou de -0,23 psu a 0,42 psu sendo que apenas 14% dos RMSEs foram maiores que 0,1 psu ou menores que -0,1 psu. Pode-se observar ainda pela figura que os maiores impactos situaram-se em torno de 150m, se assemelhando um pouco com a temperatura potencial. Comparando-se os resultados do RMSE da salinidade de dezembro com os de julho, conclui-se que apesar da salinidade ter piorado no experimento, a mesma não sofreu impactos significativos.

Portanto, a avaliação do RMSE da temperatura potencial e da salinidade demonstra que para restringir o estado termodinâmico do Atlântico Sul é necessário o uso de assimilação de perfis verticais de temperatura e salinidade conjuntamente com a assimilação de AASM.

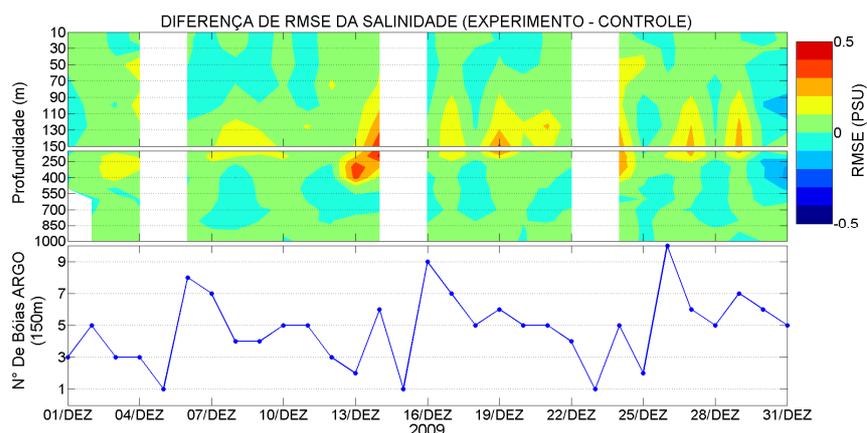


Figura 28: Diferença do RMSE da salinidade (psu) na METAREA V para o mês de dezembro (experimento menos controle)

4.6. Perfis Verticais de Temperatura e Salinidade e Digrama T-S

Com o objetivo de complementar a avaliação do RMSE e visualizar em que profundidades há impacto do experimento, alguns perfis verticais de temperatura potencial e salinidade foram traçados.

A Figura 29 apresenta os perfis verticais de temperatura potencial do ARGO, HYCOM/NCODA, controle e experimento referentes à um dia e localização específicos. As profundidades de 125m e 150m foram destacadas no gráfico por elipses pretas. Em 125m, o controle foi igual ao ARGO e o experimento apresentou um erro de 5,8°C. Na profundidade subsequente do modelo, 150m, verificou-se uma inversão no resultado anterior, com o experimento igualando-se ao ARGO enquanto o erro do controle nesta profundidade foi de 6,3°C. Considerando-se que esta é uma região de grande variação na temperatura, caracterizando a termoclina, torna-se extremamente difícil simulá-la e o modelo pode conter grandes variações no erro. Verifica-se também que o experimento assumiu uma termoclina sazonal mais acentuada que a do controle, pois a temperatura caiu mais rapidamente. Em 50 m o experimento se apresentava mais quente que o controle e em 200 m a situação se inverteu. O gradiente vertical de temperatura do experimento se aproxima mais do ARGO do que o gradiente da rodada de controle para esse perfil, uma vez que a temperatura potencial sofre um decaimento de mais de 10°C entre 125m e 150m. A posição e intensidade da termoclina nesse perfil foram mais bem simuladas pelo experimento do que pelo controle, apesar de nenhuma das duas simulações acertar exatamente a estrutura da temperatura.

Com relação à temperatura potencial na camada de mistura, o experimento piorou a simulação desta variável se afastando do ARGO e do HYCOM/NCODA. Considerando o critério da variação de temperatura, observa-se também que o controle, o experimento e o HYCOM/NCODA simularam uma camada de mistura com uma espessura menor do que a espessura observada no ARGO. Em oceano profundo, verifica-se que os quatro perfis aproximam-se, apresentando temperaturas semelhantes, não havendo impacto significativo do experimento.

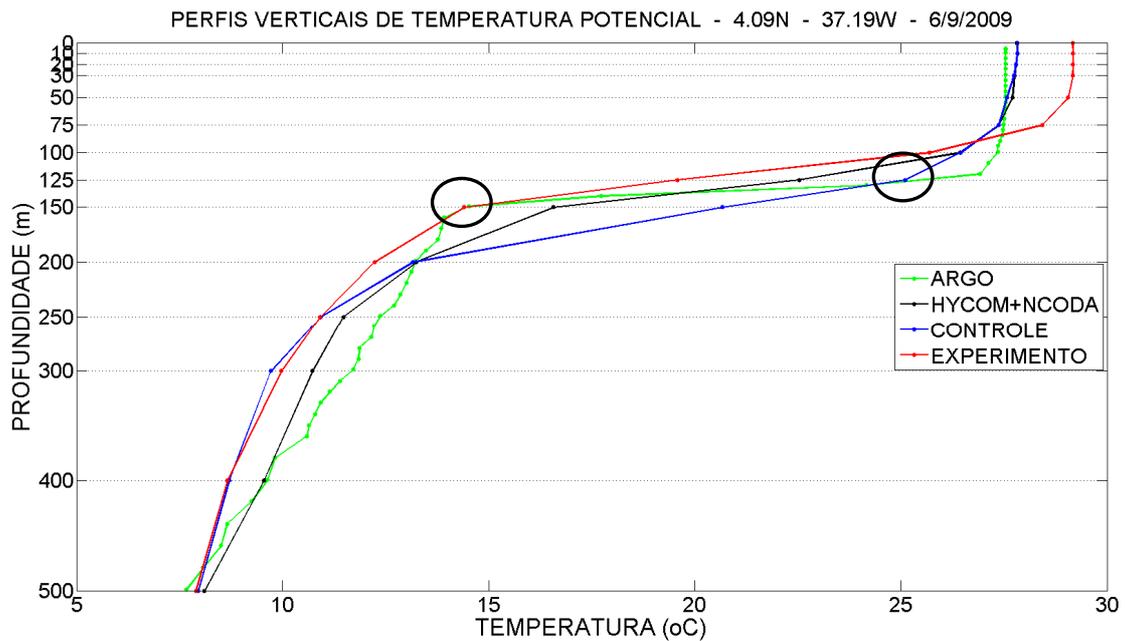


Figura 29: Perfis verticais de temperatura potencial (°C) para o dia 6/9/2009 em 4,1°N - 37,2°W

A Figura 30 ilustra quatro perfis de salinidade no mesmo ponto e dia da figura anterior (Figura 29). Verifica-se que houve uma mudança significativa na forma do perfil entre as profundidades de 50m e 200m caracterizada por um aumento e queda bruscos na salinidade. Apesar da conclusão de que o experimento não apresentou impactos significativos no RMSE da salinidade conforme seção anterior (4.5), a figura abaixo demonstra que o RMSE oferece uma possibilidade de síntese do resultado, mas esconde feições relevantes tais como as alterações dos perfis verificadas. Os resultados mostram, para esse perfil do experimento, um gradiente vertical e posicionamento da haloclina mais precisos do que o do controle.

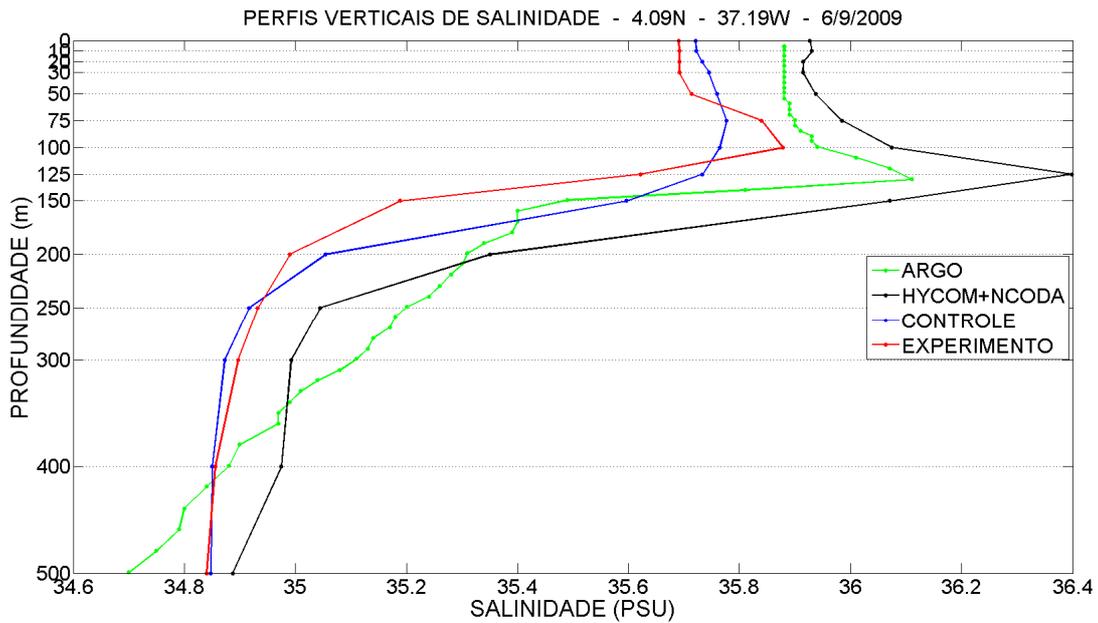


Figura 30: Perfis verticais de salinidade (psu) para o dia 6/9/2009 em 4,1°N - 37,2°W

Na Figura 31 para o dia 6/12, a termoclina sazonal do experimento comporta-se como na Figura 29, se apresentando mais acentuada e se aproximando mais do ARGO e do HYCOM/NCODA. Verifica-se que o experimento simulou o perfil de temperatura potencial mais precisamente do que o controle, exceto na superfície onde até os 30 primeiros metros houve um aumento do erro. Entretanto, apesar deste aumento no erro, observa-se maior espessura da camada de mistura no experimento aproximando-o mais do ARGO do que o controle. Em oceano profundo, o controle e o experimento tendem a se encontrar novamente demonstrando o pouco impacto da assimilação e do C&H nestas profundidades.

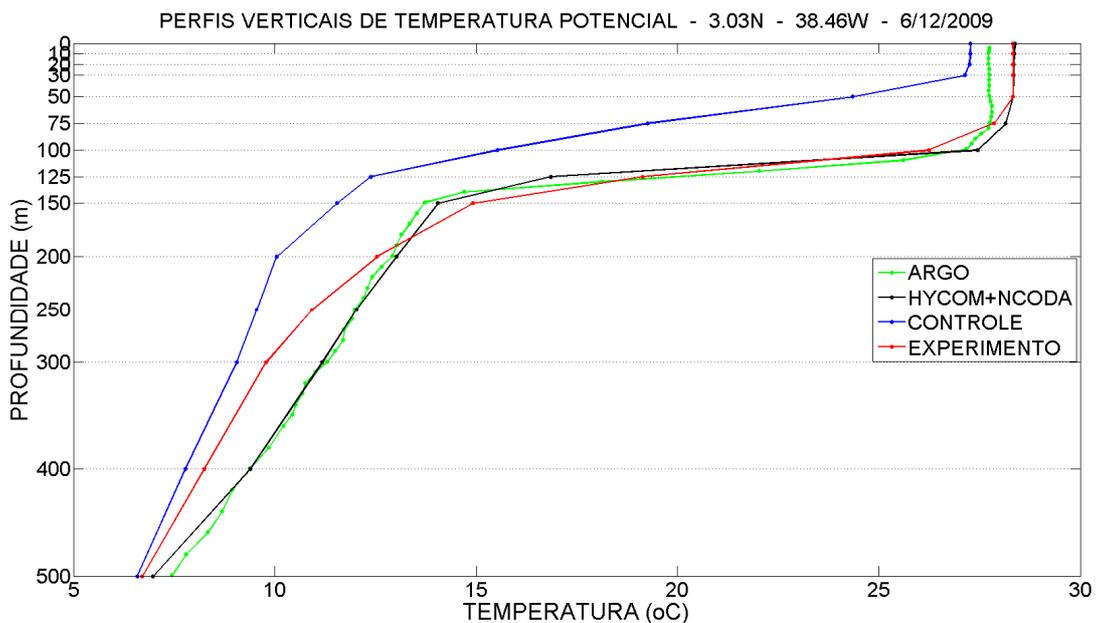


Figura 31: Perfis verticais de temperatura potencial (°C) para o dia 6/12/2009 em 3°N - 38,5°W

Para a salinidade do dia 6/12 em 3°N e 38,5°W, Figura 32, observa-se novamente uma variação brusca no ARGO logo abaixo de 50m. Esta variação foi exageradamente reproduzida no HYCOM/NCODA, produzindo um erro, em relação ao ARGO, de quase 2psu em 100m. Variações semelhantes são observadas no experimento, mas não no controle demonstrando impacto na forma deste perfil.

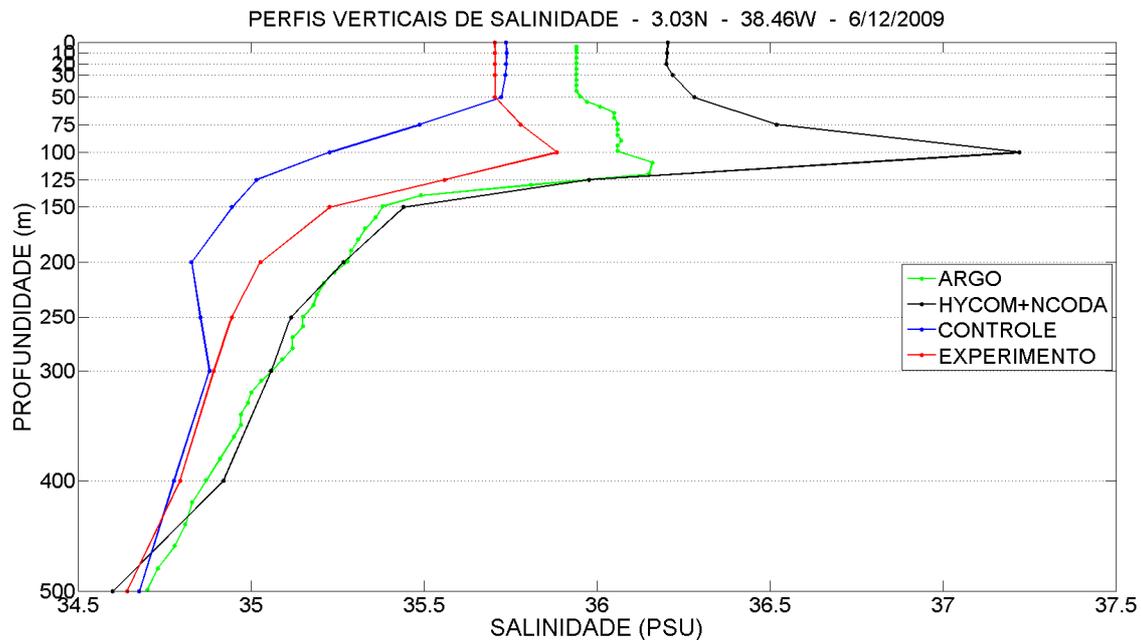


Figura 32: Perfis verticais de salinidade (psu) para o dia 6/12/2009 em 3°N - 38,5°W

A Figura 33 apresenta o diagrama T-S dia 6/12 construído até a profundidade de 3000m. Verificou-se anteriormente que neste ponto o experimento apresentou uma temperatura quase idêntica ao ARGO, Figura 31, e uma salinidade mais próxima que a do controle, Figura 32. Entretanto, observa-se no diagrama T-S que o controle e o experimento ainda diferem bastante do ARGO na representação das massas d'água, especialmente as mais superficiais como a AT e a ACAS. Associa-se este resultado à baixa salinidade do experimento e do controle em superfície uma vez que o erro do experimento na temperatura é mínimo.

Em oceano profundo, observa-se que o controle e o experimento representaram mal a AIA porque a salinidade simulada foi praticamente constante, diferentemente do observado no ARGO e no HYCOM/NCODA, para os quais se verificou uma redução na salinidade -até 34,6 psu- e um posterior aumento. Por outro lado, o experimento e o controle conseguiram reproduzir bem a APAN, caracterizada por um aumento na salinidade e diminuição na temperatura em relação à AIA.

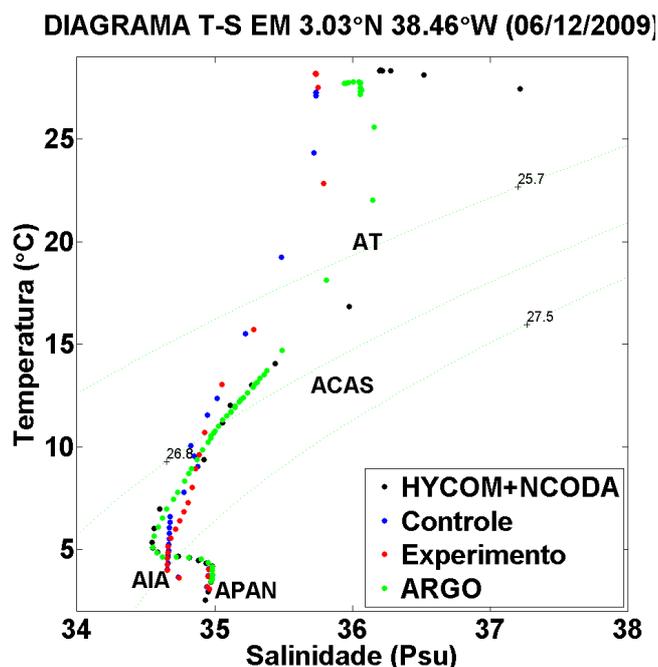


Figura 33: Diagrama T-S no dia 6/12/2009 em 3°N – 38,5°W

Os perfis anteriores pertenciam a latitudes próximas ao Equador e ao limite norte do domínio de integração. A Figura 34 apresenta perfis de temperatura potencial em aproximadamente 32°S, 48°W, próximo ao limite sul da METAREA V. Observa-se uma redução na temperatura da camada de mistura do experimento em relação ao controle o que gerou um menor erro da temperatura nos primeiros 75m. Entretanto, nesta região verificou-se também que a espessura da camada de mistura no experimento aumentou em relação ao controle se distanciando da espessura da camada de mistura do ARGO e do HYCOM/NCODA.

Na termoclina sazonal do experimento, comparada ao controle, verifica-se uma taxa de variação da temperatura maior e que se aproxima mais do observado no ARGO. Contudo, a termoclina do experimento e do controle se apresentam mais funda, mais difusa e com uma temperatura final muito menor que a verificada no ARGO.

Para a salinidade em aproximadamente 32°S e 48°W, observa-se, pela Figura 35, uma redução no experimento em relação ao controle e erros maiores do experimento. A haloclina do experimento e do controle se apresentam mais fundas que a haloclina do ARGO. A análise do HYCOM/NCODA mostra uma substancial diferença em relação ao ARGO nas camadas superficiais, mas não em profundidade.

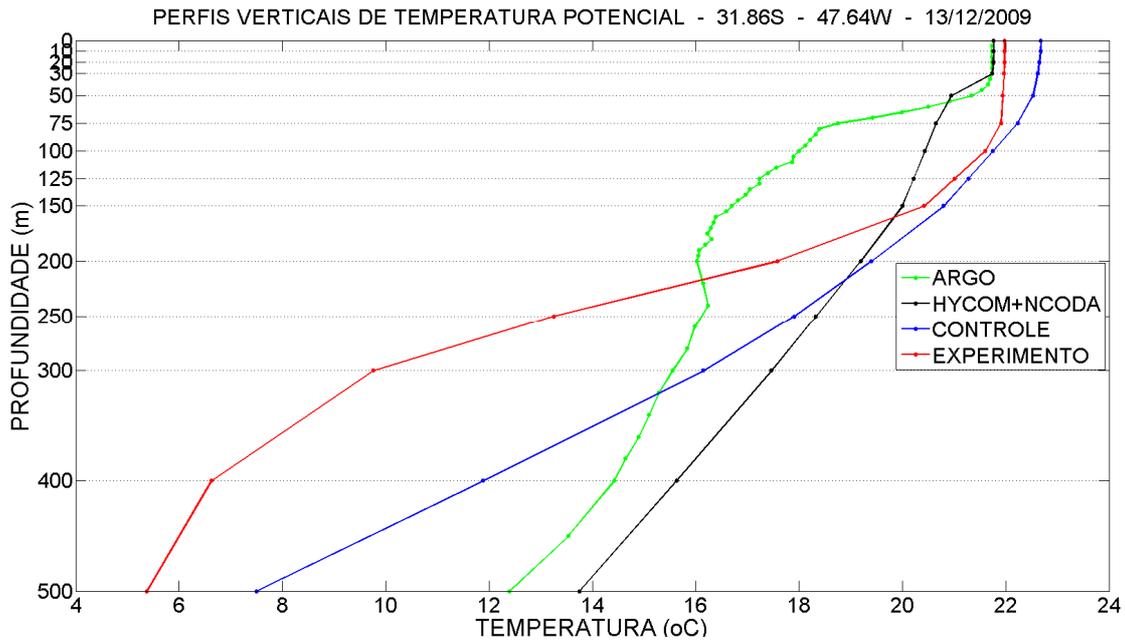


Figura 34: Perfis verticais de temperatura potencial (°C) para o dia 13/12/2009 em 31,9°S - 47,6°W

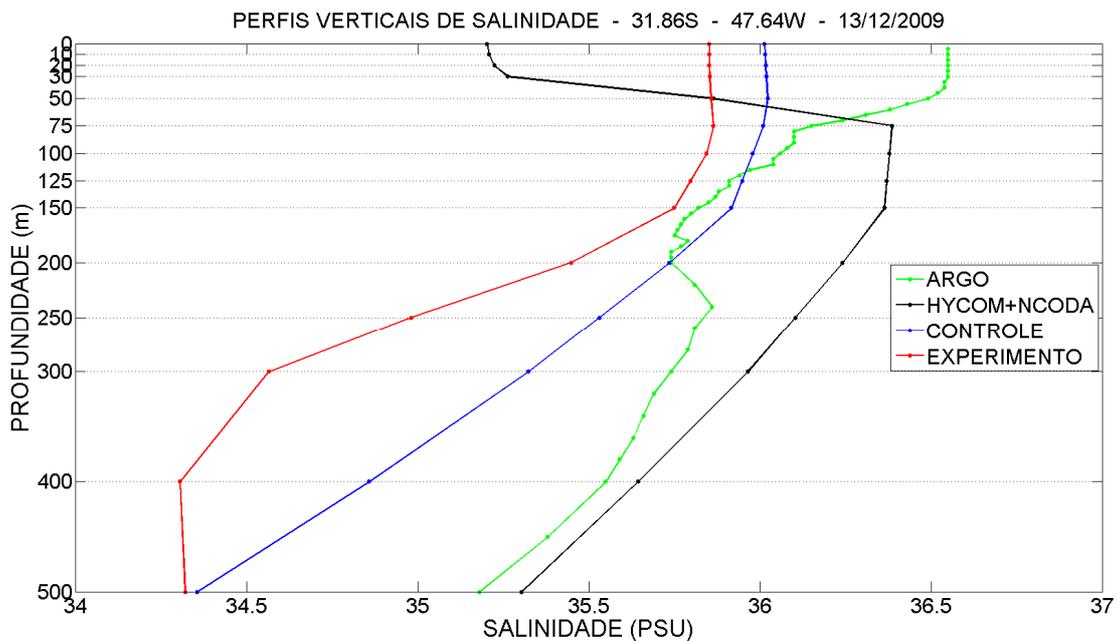


Figura 35: Perfis verticais de salinidade (psu) para o dia 13/12/2009 em 31,9°S - 47,6°W

No diagrama T-S em 31,9°S; 47,6°W (Figura 36) observa-se uma representação ruim do experimento e do controle da água de superfície, a AT, devido às baixas salinidades. No controle a salinidade ultrapassa ligeiramente 36 psu e no experimento se apresenta valores sempre menores que 36 psu. Do mesmo modo, o HYCOM/NCODA falhou em representar a AT nas suas primeiras camadas cuja salinidade simulada é menor que 36 psu. Em nível pycnoclínico, o HYCOM/NCODA assumiu uma salinidade maior do que a de superfície e, conseqüentemente, se aproximou do ARGO. O experimento, contudo, seguiu diminuindo a

salinidade, comportamento equivalente ao ARGO, mantendo-a abaixo do observado e não simulando adequadamente a ACAS. No controle, comportamento semelhante é observado e entre 75m e 200m, quando a salinidade adquire um erro baixo, a temperatura se torna a responsável pela representação ruim da ACAS.

Logo abaixo da ACAS, a AIA é bem capturada tanto pelo controle como pelo experimento. Ao contrário do observado na Figura 33, aqui há uma diminuição e em seguida um aumento da salinidade que também foram observados no ARGO e no HYCOM/NCODA. Para a APAN, verifica-se que o ARGO não a representou, pois a profundidade desta, neste caso, foi superior à do alcance do ARGO. Entretanto, pode-se concluir, pela comparação com o HYCOM/NCODA, que o experimento e o controle simularam adequadamente a APAN.

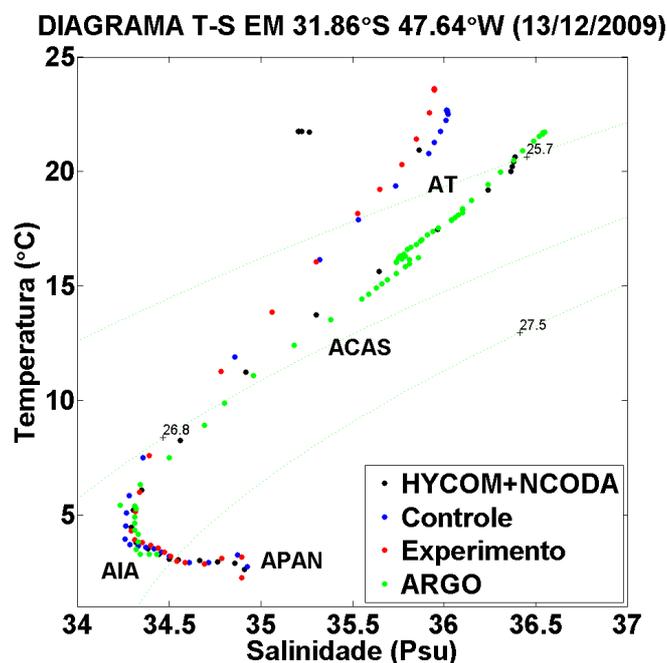


Figura 36: Diagrama T-S no dia 13/12/2009 em 31,9°S – 47,6°W

5. Conclusão

Com a métrica empregada na avaliação dos resultados do modelo verificou-se um impacto em diversos campos tais como a AASM, circulação de meso-escala e estrutura termohalina. Estes impactos evidenciados neste trabalho foram, de um modo geral, positivos e capazes de aproximar da realidade as feições modeladas pelo HYCOM.

A variável-chave da simulação foi a AASM, pois ela foi assimilada. Os erros da AASM em relação aos mapas produzidos pelo AVISO no mês de dezembro de 2009, último mês do

experimento, demonstram que a integração com assimilação e com o esquema de Cooper e Haines ajustaram a AASM do modelo em direção às observações. Grande parte do domínio teve a AASM corrigida, mas regiões do Atlântico equatorial oeste e do Atlântico sudoeste nas latitudes subtropicais permaneceram com diferenças de até 20 cm. Provavelmente, se integrações mais longas com assimilação forem realizadas, esses erros diminuirão. Ainda, pela comparação com o HYCOM/NCODA observou-se que houve melhoras progressivas e significativas na AASM do experimento ao longo da integração. Houve correções tanto de anomalias negativas como positivas inclusive em regiões de forte gradiente. Além disso, a magnitude da AASM sofreu uma redução em direção à AASM do HYCOM/NCODA. Apesar da redução da magnitude das anomalias, essas ainda permaneceram maiores do que as anomalias observadas no HYCOM/NCODA, reforçando a necessidade de uma integração mais longa.

A AASM, por sua vez, tem influência direta na circulação oceânica e, assim como nas anomalias de altimetria, o impacto deste experimento nas CCOs foi positivo e significativo. Primeiramente evidenciou-se um significativo deslocamento da BiCSE na superfície para o norte em cerca de 6° de latitude. Consequentemente, a região de formação da CB e CNB foi alterada e essas foram melhores representadas com o experimento do que com a rodada de controle. A nova latitude da BiCSE, 11°S, se aproximou bastante da encontrada no HYCOM/NCODA, 12°S, e ficou dentro dos padrões descritos na literatura. Vale ressaltar que neste trabalho o único mês diagnosticado foi o de dezembro de 2009 e que esta posição observada para a bifurcação está muito próximo do encontrado por Soutelino (2007) que diagnosticou a BiCSE para o verão austral, enquanto que a maioria dos trabalhos encontrados na literatura apresentam média anual.

Com relação à intensidade, extensão e posicionamento das CCOs verificou-se um impacto significativo e positivo tanto em correntes superficiais, a CB e CNB, como em correntes mais profundas, a CCI. A CNB em 5°S, por exemplo, sofreu uma redução drástica de seu núcleo no experimento e a CCI nas latitudes de 13°S e 22°S também apresentou reduções em sua intensidade para o experimento em relação ao controle. Essas correntes se assemelharam com as simuladas pelo HYCOM/NCODA. A magnitude da CB nas latitudes de 13°S e 22°S apresentou um aumento considerável no experimento em relação ao controle, e ela ficou também melhor representada e bem próxima do HYCOM/NCODA, apesar de ficar ligeiramente mais intensa que a do HYCOM/NCODA. Foram observados, também, impactos significativos no posicionamento do núcleo da CB em 13°S e 22°S. Em 22°S, particularmente, o ramo secundário da CB simulado no experimento, centrado em 38°W, aproximou-se da representação da CB do HYCOM/NCODA. Como consequência da melhor simulação da intensidade e posicionamento da CB no experimento, o transporte

meridional calculado nas latitudes de 13°S e 22°S também foi melhor simulado em relação ao HYCOM/NCODA e aos padrões descritos na literatura.

Para o RMSE da temperatura verificou-se, no experimento em geral, uma diminuição do RMSE, principalmente durante o mês de agosto. Em contrapartida, o RMSE de novembro sofreu um aumento. Apesar da menor magnitude em relação às reduções de agosto, e em dezembro, mês de maior interesse, o RMSE se apresentou ligeiramente maior. Observou-se também que os maiores impactos situaram-se na termoclina, região esta onde foram identificados os maiores erros. Com o auxílio de perfis verticais da temperatura potencial, evidenciou-se que, para os pontos avaliados, a termoclina do experimento foi mais bem representada. Houve um aumento do gradiente vertical de temperatura e ela se assemelhou ao ARGO. Apesar disso, a termoclina observada pelo ARGO foi mais acentuada que a do controle e a do experimento nos três pontos avaliados. O forte gradiente de temperatura vertical e a espessura da camada de mistura permanecem como um desafio para os modelos numéricos.

O RMSE da salinidade sofreu um aumento no experimento para todos os seis meses de integração em relação ao controle. Entretanto, a magnitude deste aumento se mostrou insignificante ao longo dos seis meses simulados. Portanto, de acordo com essa métrica, o impacto da assimilação na salinidade foi muito pequeno. Entretanto, quando se observa localmente o impacto do experimento no perfil vertical de salinidade, substanciais modificações são observadas. Os perfis de salinidade demonstram que, de forma semelhante à temperatura potencial, a haloclina do experimento se tornou mais acentuada e melhor posicionada em relação às observações do ARGO. Na região imediatamente superior à haloclina, em dois dos três perfis ilustrados, observou-se um aumento significativo da salinidade do experimento em relação ao controle e ela ficou mais próxima dos valores observados. Portanto, o maior impacto na salinidade foi na sua estrutura vertical e não no seu RMSE. Ressalta-se aqui a necessidade de uma avaliação mais aprofundada do impacto da assimilação de AASM e do C&H na espessura da camada de mistura, na termoclina e na haloclina.

Nos diagramas T-S em 3°N, 38,5°W e 31,9°S, 47,6°W verificou-se uma representação ruim das massas d'água acima da AIA, a AT e a ACAS, provocada principalmente pela baixa salinidade do controle e do experimento. A AIA avaliada em 3°N, 38,5°W também foi mal simulada no controle e no experimento devido à sua salinidade praticamente constante, mas em 31,9°S, 47,6°W ambos capturam adequadamente essa massa d'água. A APAN do controle e do experimento foram bem simuladas nos dois pontos avaliados. Portanto, as massas d'água mais superficiais, AT e ACAS, não foram adequadamente simuladas no

controle nem no experimento e nenhuma das quatro massas d'água estudadas apresentaram alterações significativas na comparação do experimento com o controle.

Isso evidencia que, apesar da reestruturação superficial dos perfis de temperatura e salinidade, houve pequeno impacto do experimento em relação ao controle na estrutura termohalina do oceano. Portanto, a assimilação de AASM seguida pelo C&H não foi suficiente para restringir a estrutura termohalina no Atlântico Sul. Fica evidenciada a necessidade da assimilação conjunta de AASM, de perfis verticais de temperatura e salinidade das bóias PIRATA, perfiladores ARGO, XBTs e CTDs e da temperatura da superfície do mar – e em breve da salinidade da superfície do mar – proveniente de sensoriamento remoto para restringir o oceano e simular de forma satisfatória os padrões médios e a variabilidade da camada de mistura, da termoclina e das massas d'água. Esse é um dos objetivos da REMO e será perseguida em trabalhos futuros planejados pelo autor.

6. Referências Bibliográficas

BELYAEV, K.; TANAJURA C. A. S. On the correction of perturbations due to data assimilation in ocean circulation models. **Applied Mathematical Modelling**. 29, 690–709, 2005.

BLECK, R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. **Ocean Modelling**. 4, 55-88, 2002.

BERTINO, L. K. Mercator Ocean Quaterly Newsletter, 28, 41, 2008.

BRASSEUR, P. et. al. Data assimilation for marine monitoring and prediction: The Mercator operational assimilation systems and the MERSEA developments. **Journal of the Royal Meteorological Society**. 131:3,561–3,582, 2005.

BLECK, R. On the use of hybrid vertical coordinates in ocean circulation modeling. In: Ocean Weather Forecasting: **An Integrated View of Oceanography**, Chassignet, E.P., and J. Verron (Eds.), Springer, 109-126, 2006.

CALADO, L. A. G.; SILVEIRA, I. C. A. A Parametric Model for the Brazil Current Meanders and Eddies off Southeastern Brazil. **Geophysical Research Letter**. 33, 2006.

CHASSIGNET, E.P. et. al. US GODAE: Global Ocean Prediction with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). **Oceanography**, 22, 64-75, 2009.

CIRANO, M. et al. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, n. 2, p. 209-230, 2006.

COADs, 2007, **Comprehensive Ocean Data Set**, [online] Disponível na Internet via WWW. URL: <ftp://hycom.rsmas.miami.edu/awall/hycom/>.

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

CUMMINGS, J. et. al. Ocean Data Assimilation Systems, **Oceanography**, Volume 22, Number 3, 2009.

CURRAN, P. J. Principles of Remote Sensing. **New York: Longman Scientific and Technical**, 1985

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

DERBER J.; ROSATI A. A global data assimilation system. **Journal of Physical Oceanography**. 19, 1989

DOMBROWSKY, E. et. al. GODAE systems in operation. **Oceanography**. 22(3):80–95, 2009

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

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

INTERGOVERNMENTAL OCEANOGRAPHIC COMMISSION (IOC). 1990. **GTSP REAL-TIME Quality Control Manual**. Unesco. 128pp.

KALNAY, E. et. al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletim of the American Meteorological Society**, 77, 437-472, 1996.

KALNAY, E. **Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability**. Cambridge University Press. 341 pp. 2003.

KALNAY, E. et. al. Estimation of the impact of land-surface forcings on temperature trends in eastern Unites States. **Journal of Geophysical Research**, 111, 2006.

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

LE TRAON, P. Y. Satelites and Operational Oceanograhly. Notas de aula do **GODAE International Summer School for Observing, Assimilating and Forecasting the Ocean**. 11-22 de Janeiro de 2010, Perth, Australia. [http://www.bom.gov.au/bluelink/summerschool/lecture_notes.html]

MÉMERY, L. et al. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. **Progress in Oceanography**, v. 47, p. 69–98, 2000

MOORE, A. Linear equatorial wave mode initialization in a model of the tropical Pacific ocean: an initialization scheme for tropical ocean models. **Journal of Physical Oceanography**. v. 20, p. 423–445, 1990.

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.

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

REID, J. L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. **Progress in Oceanography**, v. 23, p. 149–244, 1989.

ROBINSON, I. S. **Satellite Oceanography – an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists**. Chichester: Ellis Horwood Ltd, 1985.

RODRIGUES, R. R. et. al. Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 16–30, 2006

SIEDLER, G., T. J. et al. **The zonal WOCE sections in the south atlantic circulation: Present and Past Circulation**, Springer-Verlag, Berlin, 1996

SIGNORI, S. R. 1978: On the Circulation and the Volume Transport of the Brazil Current Between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. **Deep Sea Research**, 25, 481-490.

SILVEIRA, I. C. A. et al. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

SILVEIRA I. C. A. **O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ** . Tese de Livre Docência. Instituto Oceanográfico USP, SP, Brasil, 2007, 160 p.

SOUTELINO, R. G. **A Origem da Corrente do Brasil**. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico USP, SP, Brasil, 2008, 101 p.

SOUZA, R. B. **Oceanografia por Satélites**. Oficina de Textos, 333 pp, 2005

STRAMMA, L. et. al. Geostrophic Transport in the Brazil Current Region. **Deep Sea Research**, 37(1A), 1875-1886, 1990.

STRAMMA, L. Geostrophic Transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. **Journal of Marine Research**, 49(2), 281–294, 1991.

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.

SVERDRUP, H. U. et al. **The Oceans: their physics, chemistry and general biology**. Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc., 1942, 1087 p.

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

WEATHERLY, G. On deep-current and hydrographic observations from a mudwave region and elsewhere in the Argentine basin. **Deep Sea Research**, v. 40, n. 4/5, p. 939–961, 1993

WIENDERS, N. et. al. Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: exchanges with the ocean interior. **Journal of Marine Research** 58,1007–1039, 2000

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.