

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIAS E CIÊNCIAS HUMANAS
BACHARELADO EM OCEANOGRAFIA

LUNA HIRON

**VALIDAÇÃO DO PRODUTO ARMOR3D NO ATLÂNTICO SUL:
UM “MODELO SINTÉTICO” 3D BASEADO EM OBSERVAÇÕES**

Florianópolis
2014

LUNA HIRON

**VALIDAÇÃO DO PRODUTO ARMOR3D NO ATLÂNTICO SUL:
UM “MODELO SINTÉTICO” 3D BASEADO EM OBSERVAÇÕES**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
à Universidade Federal de Santa Catarina
como exigência parcial para obtenção do título
de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Fernando Härter
Fetter Filho

Coorientadora: Prof^a. Dr^a. Sabrina Speich

Florianópolis, SC

2014

LUNA HIRON

VALIDAÇÃO DO PRODUTO ARMOR3D NO ATLÂNTICO SUL: UM “MODELO
SINTÉTICO” 3D BASEADO EM OBSERVAÇÕES

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
à Universidade Federal de Santa Catarina
como exigência parcial para obtenção do
título de Bacharel em Oceanografia.

Aprovado em __/__/2014

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Fernando Härter Fetter Filho

Nota

Prof^a. Dr^a. Regina Rodrigues Rodrigues

Nota

Prof. Dr. Felipe Mendonça Pimenta

Nota

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a toda a minha família, em especial à minha mãe e ao meu pai, que sempre me apoiou nas minhas escolhas. Vocês são a minha base, sem vocês eu não teria chegado até aqui.

Agradeço também ao meu namorado, Afonso, por todo apoio, incentivo e companheirismo.

Gostaria de agradecer especialmente ao meu orientador Antonio Fetter, pelo incentivo e conselhos e por todo o conhecimento que adquiri nesses dois anos que trabalhamos juntos, e à Sabrina Speich, por ter aceitado me coorientar e ter me recebido tão bem na França durante meu estágio. Esse estágio foi sem dúvidas uma experiência muito grande na minha graduação, que me permitiu fazer muitos contatos. Muito obrigada pela oportunidade!

Aos membros da banca: Regina R. Rodrigues, pelas suas aulas que construíram o conhecimento que tenho hoje e que foram indispensáveis para a realização desse TCC; e Felipe M. Pimenta, pelos conselhos e atenção que ajudaram no meu trabalho.

Aos meus amigos de Florianópolis, que tornaram esses 5 anos muito mais divertidos. Obrigada pela amizade, pelas risadas e por todo apoio, levarei vocês para a vida toda!

Aos meus amigos de Londrina, que sempre me incentivaram e que apesar da distância sempre estiveram presentes.

Ao meu padrinho pela força do começo ao fim da graduação.

Agradeço também a todos os alunos e professores do LAHIMAR que proporcionaram um ambiente de trabalho muito agradável nesses últimos dois anos.

Enfim, agradeço a todos que contribuíram de alguma forma na construção do meu conhecimento e na conclusão de mais uma etapa da minha vida.

“Os que se encantam com a prática sem a ciência são como os timoneiros que entram no navio sem timão nem bússola, nunca tendo certeza do seu destino”.

Leonardo da Vinci

RESUMO

O ARMOR3D foi desenvolvido pelo *Collecte Localisation Satellite* (CLS) para fornecer dados de temperatura, salinidade e velocidade geostrófica dos oceanos, em uma grade de $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$, de 1993 a 2011. Dados *in situ* e de satélite foram relacionados e originaram os campos de temperatura e salinidade do ARMOR3D de elevada resolução espacial e temporal. Em seguida, esses campos foram associados a dados de altímetro de anomalia do nível do mar através das equações do vento térmico, originando o campo de velocidade geostrófica. Neste trabalho, objetivou-se validar o produto ARMOR3D no Atlântico Sul. Para tal, os campos do ARMOR3D foram comparados com dados *in situ* do Argo e do programa CCHDO e, também, com as reanálises SODA e GLORYS2V3. Em seguida, foram calculados e comparados os transportes de calor, sal e massa do ARMOR3D, SODA e do GLORYS2V3 na latitude $34,5^{\circ}\text{S}$. Os campos de temperatura e salinidade do ARMOR3D apresentaram elevadas semelhanças com os campos do Argo e do CCHDO, reconstruindo de maneira eficiente as estruturas termohalinas e conservando as profundidades, as posições geográficas e a magnitude de cada camada de água. O campo de velocidade do ARMOR3D apresentou elevada semelhança com o do GLORYS2V3. O coeficiente de correlação entre o primeiro modo de variabilidade do ARMOR3D e do GLORYS2V3 foi de 0,57, enquanto que o coeficiente de correlação entre o ARMOR3D e o SODA e entre o GLORYS2V3 e o SODA foi de -0,3 e -0,19, respectivamente. A variância do ARMOR3D e do GLORYS2V3 explicada pelo primeiro modo de variabilidade também foi muito semelhante – 15,53% e 15,98%, respectivamente. Em contrapartida, a variância do SODA explicada pelo primeiro modo foi de 10,63%. O ARMOR3D e o GLORYS2V3 também apresentaram elevadas semelhanças nos transportes, com coeficiente de correlação igual a 0,77 para o transporte de massa, 0,81 para o transporte de calor e 0,77 para o transporte de sal. O ARMOR3D mostrou ser uma boa alternativa no estudo da AMOC tendo em vista que representou de maneira eficiente o Atlântico Sul e que se trata de um produto simples e de fácil processamento.

Palavras-chave: Atlântico Sul, velocidade geostrófica, campo termohalino, transporte de massa, transporte de calor.

ABSTRACT

ARMOR3D was developed by Collecte Localisation Satellite to provide temperature, salinity and geostrophic velocity ocean data, on a $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$ horizontal resolution for 1993 to 2011. *In situ* and satellite data were associated and yielded the global 3-D temperature and salinity fields at high temporal and spatial resolution. Then, these fields were combined with satellite altimeter data through the thermic wind equations to provide the oceanic geostrophic circulation field. The objective of this work was to validate the ARMOR3D product in the South Atlantic. Therefore, ARMOR3D was compared with *in situ* Argo and CCHDO program data and with SODA and GLORYS2V3 reanalysis. Then, mass, heat and salt transports from ARMOR3D were calculated at 34,5°S and compared with those from SODA and GLORYS2V3. Temperature and salinity fields showed high similarities with Argo and CCHDO fields, reconstructing efficiently the thermohaline structures and conserving the depths, positions and magnitude of each layer. The velocity field from ARMOR3D showed high similarities with those from GLORYS2V3. The correlation coefficient between the first mode of variability from ARMOR3D and GLORYS2V3 was 0,57, while the correlation coefficients between ARMOR3D and SODA and between GLORYS2V3 and SODA were -0,3 and -0,19, respectively. The ARMOR3D's and GLORYS2V3's variances explained by the first mode of variability were very similar, 15,53% and 15,98%, respectively. On the other hand, SODA's variance explained by the first mode of variability was 10,63%. ARMOR3D and GLORYS2V3 also showed high similarities in transports, with correlation coefficients of 0,77 for mass transport, 0,81 for heat transport and 0,77 for salt transport. ARMOR3D proved to be a good alternative in the study of AMOC, because it is a simple and easy-processing product and represented efficiently the ocean variability in South Atlantic.

Keywords: South Atlantic, geostrophic current, thermohaline field, mass transport, heat transport.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL DO GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL. FONTE: PETERSON E STRAMMA (1991) ADAPTADA POR SILVEIRA <i>ET AL.</i> (2000).....	29
FIGURA 2. SEÇÕES LONGITUDINAIS E LATITUDINAIS NAS QUAIS FORAM COMPARADOS OS CAMPOS DO ARMOR3D E DO ARGO.....	41
FIGURA 3. CAMPO DE TEMPERATURA DO ARGO E DO ARMOR3D NA LATITUDE 34,5°S	45
FIGURA 4. CAMPO DE TEMPERATURA DO ARGO E DO ARMOR3D NA LATITUDE 45°S.	45
FIGURA 5. CAMPO DE SALINIDADE DO ARGO E DO ARMOR3D NA LONGITUDE 30°W.46	
FIGURA 6. CAMPO DE TEMPERATURA DO CCHDO E DO ARMOR3D NA LATITUDE 24°S.	48
FIGURA 7. CAMPO DE SALINIDADE DO CCHDO E DO ARMOR3D NA LATITUDE 24°S.49	
FIGURA 8. CAMPO DE TEMPERATURA DO CCHDO E DO ARMOR3D NA LATITUDE 30°S.	49
FIGURA 9. CAMPO DE SALINIDADE DO CCHDO E DO ARMOR3D NA LATITUDE 30°S.50	
FIGURA 10. CAMPOS DE VELOCIDADE MERIDIONAL NA LATITUDE 34,5°S NO ANO DE 2002, A) VELOCIDADE MERIDIONAL DO SODA, B) VELOCIDADE GEOSTRÓFICA ABSOLUTA DO SODA, E C) VELOCIDADE MERIDIONAL DO ARMOR3.	51
FIGURA 11. CAMPOS DE VELOCIDADE NA LATITUDE 34,5°S NO ANO DE 2002, A) VELOCIDADE GEOSTRÓFICA RELATIVA AO NÍVEL DE NÃO MOVIMENTO DE 1500M DO ARMOR3D, B) VELOCIDADE MERIDIONAL DO ARMOR3D, C) VELOCIDADE MERIDIONAL DO GLORYS2V3.	52
FIGURA 12. PRIMEIRO MODO DE VARIABILIDADE DO CAMPO DE VELOCIDADE MERIDIONAL NA SEÇÃO 34,5°S DOS PRODUTOS A) ARMOR3D, B) GLORYS2V3 E C) SODA; D) SÉRIE TEMPORAL DO PRIMEIRO MODO DE VARIABILIDADE DO CAMPO DE VELOCIDADE MERIDIONAL A 34,5°S DOS PRODUTOS ARMOR3D, GLORYS2V3.	54
FIGURA 13. SEGUNDO MODO DE VARIABILIDADE DO CAMPO DE VELOCIDADE MERIDIONAL NA SEÇÃO 34,5°S DOS PRODUTOS A) ARMOR3D, B) GLORYS2V3 E C) SODA; D) SÉRIE TEMPORAL DO SEGUNDO MODO DE VARIABILIDADE DO CAMPO DE VELOCIDADE MERIDIONAL A 34,5°S DOS PRODUTOS ARMOR3D, GLORYS2V3.	55
FIGURA 14. TERCEIRO MODO DE VARIABILIDADE DO CAMPO DE VELOCIDADE MERIDIONAL NA SEÇÃO 34,5°S DOS PRODUTOS A) ARMOR3D, B) GLORYS2V3 E C) SODA; D) SÉRIE TEMPORAL DO TERCEIRO MODO DE VARIABILIDADE DO CAMPO DE VELOCIDADE MERIDIONAL A 34,5°S DOS PRODUTOS ARMOR3D, GLORYS2V3.	55
FIGURA 15. SÉRIE TEMPORAL DO TRANSPORTE DE MASSA NO INTERIOR DO OCEANO (40°W – 8°E) NA LATITUDE 34,5°S RELATIVA AOS PRODUTOS ARMOR3D, SODA E GORYS2V3.....	60

FIGURA 16. SÉRIE TEMPORAL DO TRANSPORTE DE MASSA NA BORDA LESTE DO OCEANO (8°E – 18°E) NA LATITUDE 34,5°S RELATIVA AOS PRODUTOS ARMOR3D, SODA E GLORYS2V3.....	63
FIGURA 17. SÉRIE TEMPORAL DO TRANSPORTE DE MASSA NA BORDA OESTE DO OCEANO (52°W – 40°W) NA LATITUDE 34,5°S RELATIVA AOS PRODUTOS ARMOR3D, SODA E GLORYS2V3.	64
FIGURA 18. SÉRIE TEMPORAL DO TRANSPORTE DE MASSA NO INTERIOR DA BACIA OCEÂNICA (40°W – 8°E) NA LATITUDE 34,5°S RELATIVA AOS PRODUTOS GLORYS2V3, ARMOR3D E ARMOR3D+EKMAN.....	66
FIGURA 19. SÉRIE TEMPORAL DO TRANSPORTE DE CALOR NO INTERIOR DA BACIA OCEÂNICA DO OCEANO (40°W – 8°E) NA LATITUDE 34,5°S RELATIVA AOS PRODUTOS ARMOR3D, SODA E GLORYS2V3.	67
FIGURA 20. SÉRIE TEMPORAL DO TRANSPORTE DE CALOR NO INTERIOR DA BACIA OCEÂNICA (40°W – 8°E) NA LATITUDE 34,5°S RELATIVA AOS PRODUTOS GLORYS2V3, ARMOR3D E ARMOR3D+EKMAN.....	68
FIGURA 21. SÉRIE TEMPORAL DO TRANSPORTE DE SAL NO INTERIOR DO OCEANO (40°W – 8°E) NA LATITUDE 34,5°S RELATIVA AOS PRODUTOS ARMOR3D, SODA E GLORYS2V3.....	69

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. ORDEM DE GRANDEZA DAS VARIÁVEIS PRESENTES NA EQUAÇÃO DE NAVIER-STOKES EM OCEANO ABERTO, LONGE DAS FRONTEIRAS CONTINENTAIS.	24
TABELA 2. VARIÂNCIA (%) DETERMINADA POR CADA MODO.....	55
TABELA 3. COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE OS PRODUTOS PARA OS TRÊS PRIMEIROS MODOS DE VARIABILIDADE	56
TABELA 4. RESUMO DAS PRINCIPAIS DIFERENÇAS ENTRE AS METODOLOGIAS DO ARMOR3D, DO GLORYS2V3 E DO SODA.	59
TABELA 5. TRANSPORTE DE MASSA NO INTERIOR DO OCEANO A 34,5°S EM SV	61
TABELA 6. TRANSPORTE DE CALOR NO INTERIOR DO OCEANO A 34,5°S EM PW.....	67
TABELA 7. TRANSPORTE DE CALOR NO INTERIOR DO OCEANO A 34,5°S EM 10^2Gg.s^{-1}	69
TABELA 8. COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO DOS TRANSPORTES DE MASSA, CALOR E SAL ENTRE OS PRODUTOS ARMOR3D, GLORYS2V3 E SODA	69

LISTA DE ABREVIACOES

ACAS	gua Central do Atlântico Sul
AIA	gua Intermediária Antártica
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
APAN	gua Profunda do Atlântico Norte
AT	gua Tropical
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCHDO	CLIVAR & Carbon Hydrographic Data Ocean
CCMP	Cross-Calibrated Multi-Platform
CLS	Collecte Localisation Satellite
CM	Corrente das Malvinas
CTD	Conductivity Temperature Depth
DH	Dynamic Height
DHA	Dynamic Height Anomaly
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GDAC	Global Data Assembly Centre
GDP	Global Drifter Program
GLORYS2V3	Global Ocean Physics Reanalysis
GTS	Global Telecommunications System
ICES	International Council for the Exploration of the Sea
IOC	Intergovernmental Oceanographic Commission
ICOADS	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
MFC	Monitoring and Forecasting Centers
MOC	Meridional Overturning Circulation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NODC	National Ocean Data Center
POP	Parallel Ocean Model

PPK	Parametrização do Perfil-K
REMSS	Remote Sensing Systems
SAMOC	South Atlantic Meridional Overturning Circulation
SEEK	Singular Extended Evolutive Kalman
SLA	Sea Level Anomaly
SODA	Simple Ocean Data Assimilation
SST	Sea Surface Temperature
TAO/TRITON	Tropical Ocean Atmosphere / Triton mooring array
VA	Vazamento das Agulhas
VAM	Método de Análise Variacional
VOS	Volunteer Observing Ship
XBT	Expendable bathythermograph
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution
WMO	World Meteorological Organization
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
WOD09	World Ocean Database 2009
20CRv2	Century Reanalysis Project version 2

LISTA DE SÍMBOLOS

Ah	coeficiente de viscosidade turbulento horizontal
Av	coeficiente de viscosidade turbulento vertical
c	velocidade de propagação de ondas de gravidade
C	Celsius
Cd	coeficiente de arrasto do vento
cp	Calor específico
f	Parâmetro de Coriolis
g	grama
g	aceleração da gravidade
H	profundidade da coluna de água
he	espessura da camada de Ekman
Hy	Transporte meridional de calor da camada de Ekman
J	Joule
m	metros
My, Mx	Transporte meridional e zonal de Ekman
Pa	Pascal
PW	Petawatts ($=10^{15}$ Watt)
P	pressão
Rd	Raio de Deformação de Rossby
s	segundo
S	salinidade
Sv	Sverdrups ($=10^6$ m ³ /s)
T	temperatura
t	tempo
Tek	temperatura média da camada de Ekman
v	velocidade meridional
u	velocidade zonal
w	velocidade vertical
z	profundidade
α, β, γ	Coeficientes de correlação
ρ_a	densidade média do ar
ρ	densidade da água do mar

Ω velocidade angular de rotação da terra
 τ tensão exercida pelo vento

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	4
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE TABELAS	10
LISTA DE ABREVIACÕES.....	11
LISTA DE SÍMBOLOS.....	13
SUMÁRIO	15
1. INTRODUÇÃO	17
2. OBJETIVOS	21
2.1. OBJETIVO GERAL	21
2.2. OBJETIVO ESPECÍFICO	21
3. REFERENCIAL TEÓRICO	22
3.1. EQUAÇÕES DE NAVIER - STOKES.....	22
3.1.1. <i>Equilíbrio Geostrófico</i>	23
3.1.2. <i>Tensão de cisalhamento do vento e Transporte de Ekman....</i>	26
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.....	28
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
5.1. DADOS	31
5.1.1. <i>Campo termohalino sintético ARMOR3D</i>	31
5.1.2. <i>Campo de corrente de velocidades geostróficas ARMOR3D</i> .	33
5.1.3. <i>Simple Ocean Data Assimilation (SODA)</i>	35
5.1.4. <i>Global Ocean Physics Reanalysis (GLORYS2V3)</i>	36
5.1.5. <i>Dados in situ de CTD CCHDO</i>	37
5.1.6. <i>Dados in situ de flutuadores Argo</i>	38
5.1.7. <i>Cross-Calibrated Multi-Platform</i>	39
5.2. SEÇÕES DE ESTUDO	40

5.3.	TRANSPORTE DE MASSA, SAL E CALOR.....	42
6.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
6.1.	ANÁLISE DO CAMPO TERMOHALINO SINTÉTICO ARMOR3D A PARTIR DOS DADOS ARGO	44
6.2.	COMPARAÇÃO DO CAMPO TERMOHALINO DO ARMOR3D COM DADOS <i>IN SITU</i> DO CCHDO	47
6.3.	COMPARAÇÃO DO ARMOR3D COM AS REANÁLISES SODA E GLORYS2V3	50
6.4.	TRANSPORTE DE MASSA, SAL E CALOR NA LATITUDE 34,5°S.....	60
7	CONCLUSÕES	70
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

1. INTRODUÇÃO

O oceano Atlântico desempenha um papel fundamental na regulação do clima global devido a sua capacidade de armazenar e transportar calor, carbono e outros componentes envolvidos nos ciclos biogeoquímicos e no clima (RINTOUL *et al.*, 2001). Ele também proporciona uma interconexão com os outros oceanos, ocorrendo importantes transferências de massa, sal e calor com outras bacias (GORDON *et al.*, 2010).

O Atlântico possui um padrão de circulação de massas de água com características e propriedades bem diferenciadas dos demais oceanos. Devido a sua estrutura termohalina, é o principal oceano no qual ocorre o processo de formação de água profunda, dando origem à Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) [TOGGWEILER; KEY, 2001]. Após a sua formação, a APAN flui para o sul em direção ao Oceano Índico. Desta forma, o Atlântico se comporta como um canal condutor de águas profundas e frias em direção aos demais oceanos (ORSI *et al.*, 1999).

O transporte da APAN em direção ao sul é compensado por um fluxo de água em direção ao norte no Atlântico Sul, formado pelas seguintes massas de água: Água Tropical e Água Central do Atlântico Sul (águas superficiais), Água Intermediária do Atlântico (água intermediária) e Água Antártica de Fundo (água de fundo) [SPEICH, *et al.* 2007]. Esse mecanismo faz parte da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation - AMOC*), na qual águas quentes fluem nas camadas superiores do oceano em direção aos polos. Ao chegarem ao norte do Atlântico, essas águas esfriam, tornam-se mais densas e afundam, retornando em direção ao sul nas camadas mais profundas (BRYDEN *et al.*, 2005; GANACHAUD; WUNSCH, 2002). Esse padrão de transporte meridional faz parte do sistema global de circulação termohalina, ou “cinturão termohalino” (GORDON, 1986).

A Célula de Revolvimento Meridional (*Meridional Overturning Circulation - MOC*) é o conjunto de massas de água, forçadas por gradientes de densidade e pelo vento, responsável pela conexão entre a porção superior e inferior dos oceanos e entre as diferentes bacias oceânicas. A MOC é um processo fundamental na

regulação do clima da Terra e foi descrita entre outros por Gordon (1986), Broecker (1991), Toggweiler & Key (2001) e Kuhlbrodt *et al.* (2007).

O Atlântico Sul também apresenta um padrão de circulação único no qual águas quentes, provindas da retroflexão da Corrente das Agulhas e da Corrente de Benguela, fluem em direção ao equador e onde águas frias, transportadas pela APAN, fluem em direção ao Polo Sul. Esse mecanismo resulta em um fluxo de calor invertido, que vai das altas latitudes em direção às baixas latitudes (GARZOLI; MATANO, 2011).

Por fim, o Atlântico Sul possui duas das regiões mais enérgicas dos oceanos: a Confluência Brasil-Malvinas é considerada uma região altamente energética devido aos fortes gradientes térmicos entre a Corrente do Brasil e a Corrente das Malvinas (PIOLA; MATANO, 2001); na borda leste do Atlântico Sul, a Retroflexão da Corrente das Agulhas transporta vórtices de águas quentes e salinas do Índico para o Atlântico (BIASTOCH *et al.*, 2008; GARZOLI; MATANO, 2011).

Devido a essas particularidades, o Atlântico é um oceano chave para o estudo e monitoramento da variabilidade das massas de água no contexto atual de mudanças climáticas.

A variabilidade do clima está intimamente ligada à força da AMOC. Segundo registros paleoclimáticos, nos últimos 100.000 anos houve períodos de mudanças bruscas na temperatura com variações de até 10°C na Groelândia em um espaço de tempo de 5 a 25 anos (BROECKER; DENTON, 1989; HUBER *et al.*, 2006). Essas mudanças são geralmente atribuídas a alterações da intensidade da AMOC (RAYNER *et al.*, 2011). De fato, a diminuição da força da MOC é uma das previsões contidas no relatório do IPCC sobre os cenários do gás do efeito estufa (IPCC, 2013). Segundo Bryden *et al.* (2005b), houve uma diminuição da força da AMOC em cerca de 30% entre 1957 e 2004.

Além do enfraquecimento da AMOC, outra consequência do aquecimento global é o aumento da intrusão de águas quentes e salinas do Índico em direção ao Atlântico. Segundo estudos, os ventos de oeste do Atlântico Sul estão migrando em direção sul. Essa migração afeta diretamente a posição da Frente Subtropical, provocando o seu deslocamento em direção aos polos. Em consequência disso, há um aumento do vazamento das Agulhas no Atlântico provocando, em um primeiro momento, o fortalecimento da AMOC. No entanto, o aquecimento das massas de água provoca o aumento do degelo nos polos, diminuindo o gradiente latitudinal de

temperatura e, conseqüentemente, enfraquecendo a AMOC (BEAL *et al.*, 2011). A AMOC é, portanto, um sistema dinâmico que está diretamente ligada às mudanças climáticas. Sendo assim, o monitoramento da AMOC é fundamental para compreender e prever a evolução do clima no planeta.

Nos últimos anos, diversos estudos foram realizados nesse sentido através de flutuadores Argo (HERNÁNDEZ-GUERRA *et al.*, 2010), seções hidrográficas (BRYDEN *et al.*, 2005b) e modelos (HUANG *et al.*, 2012). No entanto, para distinguir a variabilidade natural dos oceanos da variabilidade antropogênica necessita-se melhorar o sistema observacional existente e incentivar o desenvolvimento de modelos mais complexos do sistema climático (GARZOLI; MATANO, 2011).

As medições *in situ* das correntes oceânicas em profundidade são feitas em apenas alguns locais específicos e no âmbito de programas nacionais ou internacionais, como o RAPID-MOCHA (CUNNINGHAM *et al.*, 2007). Essas medições de dados reais são raras devido ao seu elevado custo e de difícil logística na amostragem de uma bacia oceânica. Além disso, os poucos dados *in situ* datam das últimas décadas, limitando a pesquisa a um período restrito. O programa Argo foi desenvolvido em 2004 com o objetivo de fornecer dados de temperatura e salinidade das camadas superficiais dos oceanos (1500-2000m). Atualmente há 3578 boias espalhadas por todos os oceanos.

Desde o lançamento do primeiro satélite, em 1978, os dados de sensoriamento remoto têm ganhado espaço na oceanografia (XU *et al.*, 2009). Ao contrário dos dados *in situ*, os satélites fornecem uma visão sinótica do nível do mar e da temperatura da superfície do mar, com alta resolução espacial e temporal. No entanto, os satélites amostram apenas as propriedades da superfície, não fornecendo medidas diretas da estrutura interna dos oceanos. Assim, surge a importância do desenvolvimento de modelos que representem a variabilidade dos oceanos em três dimensões, com elevada resolução espacial e temporal.

Nesse intuito, dois produtos foram desenvolvidos no *Collecte Localisation Satellite* (CLS), liderados pelo projeto *MyOcean* e em parceria com o *Monitoring and Forecasting Centers* (MFC): o campo termohalino “sintético” 3D e o campo de correntes geostróficas. O campo termohalino sintético 3D relaciona observações *in situ*, de elevada acurácia, porém dispersos espacialmente, com observações de satélite, de menor acurácia, porém de alta resolução. Combinados, eles geram campos de temperatura e salinidade de elevada resolução espacial e temporal

(GUINEHUT *et al.*, 2012). O método geostrófico assume que o oceano está em equilíbrio geostrófico e utiliza as equações do vento térmico associadas a dados de satélite para calcular as velocidades de corrente dos oceanos. Esses dois produtos compõem o ARMOR3D.

O ARMOR3D foi desenvolvido principalmente para o estudo da MOC. Ele foi validado no Atlântico Norte por Mulet *et al.* (2012) devido ao fato desse oceano possuir menor extensão e um conjunto maior de dados *in situ*. No entanto, esse produto também é de interesse de pesquisadores do Atlântico Sul. O *South Atlantic Meridional Overturning Circulation* (SAMOC) é um grupo de pesquisa que tem por objetivo monitorar as mudanças dos padrões de circulação e a variabilidade dos fluxos meridionais de massa, sal e calor do Atlântico Sul, em particular na latitude 34,5°S.

Essa seção é caracterizada por uma grande instabilidade nas duas bordas da bacia do Atlântico Sul, devido a Confluência Brasil-Malvinas na borda oeste e à Retroflexão da Corrente das Agulhas na borda leste. Para realizar o monitoramento dessas duas zonas de elevada variabilidade de mesoescala, foram instalados seis fundeios - dois na borda leste e quatro na borda oeste - com sensores de temperatura, salinidade e corrente (MEINEN *et al.*, 2013). O monitoramento da borda oeste tem acontecido desde março de 2009. Em contrapartida, o monitoramento da borda leste ocorreu de fevereiro de 2008 a dezembro de 2010.

No entanto, para monitorar o interior do oceano, a utilização de fundeios é evidentemente inviável. O ARMOR3D é, portanto, uma alternativa importante, já que no interior do oceano, longe das fronteiras continentais e do equador, a dinâmica das correntes é governada principalmente pelo equilíbrio geostrófico. Além do mais, o ARMOR3D utiliza um método simples e barato de representação dos oceanos, de fácil processamento e alta resolução espacial e temporal, não sendo necessários esforços de equipe como ocorre no caso das reanálises. O objetivo desse trabalho é validar o ARMOR3D no Atlântico Sul, a partir de dados *in situ* e reanálises, e avaliar a eficiência desse produto no cálculo dos fluxos meridionais de massa, sal e calor no Atlântico Sul.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

Analisar a eficiência do ARMOR3D na representação da variabilidade das massas de água e sua capacidade em estimar de maneira realista os transportes de massa, sal e calor no Atlântico Sul.

2.2. Objetivo Específico

- Comparar o campo termohalino sintético do ARMOR3D com os dados do Argo e avaliar a eficiência dos coeficientes de regressão em reproduzir os campos de temperatura e salinidade do Argo.
- Comparar o campo termohalino sintético do ARMOR3D com os dados de CTD de campanhas do CCHDO.
- Comparar o campo de correntes geostróficas do ARMOR3D com as reanálises SODA e GLORYS2V3.
- Mostrar as vantagens do uso de uma camada de referência, cujas velocidades são conhecidas, no cálculo das velocidades geostróficas absolutas.
- Comparar a variabilidade espacial e temporal dos transportes de massa, sal e calor entre os produtos ARMOR3D, GLORYS2V3 e SODA.
- Comparar a série temporal do transporte de massa do ARMOR3D adicionada ao transporte de Ekman em relação à variação do transporte do ARMOR3D e do GLORYS2V3.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1. Equações de Navier - Stokes

As equações de Navier-Stokes são um conjunto de equações diferenciais parciais, não-lineares, que descrevem o movimento dos fluidos. São elas que governam o movimento do ar na atmosfera, o escoamento da água em tubulações, e as correntes oceânicas, por exemplo.

As equações de Navier-Stokes derivam da segunda lei de Newton: o produto entre a massa e a aceleração de um corpo é igual à soma das forças que agem sobre ele. Nos oceanos, em um referencial não-inercial, a aceleração de uma partícula de água é resultante da soma da força gradiente de pressão, força de Coriolis, força gravitacional e força de atrito, por unidade de massa.

Considerando um fluido newtoniano e a aproximação de Boussinesq, as equações de Navier-Stokes, em um referencial não-inercial, podem ser representadas na seguinte forma:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \rho \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \nu \nabla^2 \vec{v} \quad [1]$$

Nas componentes x, y e z:

$$x: \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + 2\Omega \cos\theta w - 2\Omega \sin\theta v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + Ah \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + Av \left(\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$$

$$y: \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + 2\Omega \sin\theta u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + Ah \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + Av \left(\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad [2]$$

$$z: \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} - 2\Omega \cos\theta u = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + Ah \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + Av \left(\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right)$$

Equação 2. Equações de Navier-Stokes nas componentes x, y e z.

Sendo u e v a velocidade zonal e meridional, respectivamente, do fluido (m.s⁻¹), ρ a densidade do fluido (kg.m⁻³), p a pressão (Pa), f o parâmetro de Coriolis (s⁻¹), g a aceleração da gravidade (m.s⁻²), Ah o coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal (m².s⁻¹) e Av o coeficiente de viscosidade turbulenta vertical (m².s⁻¹).

A aproximação de Boussinesq despreza a variação de densidade. Dessa forma, a equação da conservação de massa para um fluido incompressível pode assim ser escrita como $\nabla \cdot \vec{v} = 0$.

No interior dos oceanos, longe da superfície do oceano e das fronteiras continentais, as forças de fricção podem ser desprezadas. A circulação é então determinada pelo balanço entre a força gradiente de pressão e a força de Coriolis. Esse balanço é denominado equilíbrio geostrófico.

Em contrapartida, as correntes localizadas próximas à superfície do oceano são diretamente afetadas pelo vento através da transferência de momentum da atmosfera para o oceano. Nessa parcela de água, o atrito desempenha um papel fundamental e, portanto, o fluxo não está em equilíbrio geostrófico. Assim, nas camadas mais superficiais dos oceanos, da superfície até 1500m, aproximadamente, a dinâmica das correntes é governada por geostrofia e Ekman (GORDON, 1986; PETERSON; STRAMMA, 1991; DONG *et al.*, 2009).

3.1.1. Equilíbrio Geostrófico

Para obter as equações geostróficas primeiramente deve-se assumir que o escoamento é estacionário, ou seja, $\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = 0$.

Em seguida, as equações de Navier-Stokes devem ser simplificadas com base na análise das dimensões dos diferentes termos. A partir da ordem de grandeza dos termos descrita por Stewart (2008) [Tabela 1], foi analisada a importância de cada termo.

$$x: \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + 2\Omega \cos\theta w - 2\Omega \sin\theta v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + Ah \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + Av \left(\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$$

0 10^{-8} 10^{-8} 10^{-8} 10^{-8} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-1} 10^{-8}

$$y: \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + 2\Omega \sin\theta u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + Ah \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + Av \left(\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right)$$

0 10^{-8} 10^{-8} 10^{-8} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-14} 10^{-8}

Tabela 1. Ordem de grandeza das variáveis presentes na equação de Navier-Stokes em oceano aberto, longe das fronteiras continentais.

Variável	Ordem de Grandeza
Velocidades horizontais (u,v)	10^{-1} m.s^{-1}
Velocidade vertical (w)	10^{-4} m.s^{-1}
Parâmetro de Coriolis (f)	10^{-4} s^{-1}
Densidade (ρ)	10^3 kg.m^{-3} .
Varição horizontal da Pressão (P)	10^4 Pa
Varição vertical da Pressão (P)	10^7 Pa
Aceleração da gravidade (g)	10 m.s^{-2}
Velocidade angular de rotação da Terra (Ω)	$10^{-4} \text{ rad.s}^{-1}$
Escala dos movimentos horizontais (dx, dy)	10^6 m
Escala dos movimentos verticais (dz)	10^3 m
Viscosidade turbulenta horizontal (Ah)	$10 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$
Viscosidade turbulenta vertical (Av)	$10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

Fonte dos dados: STEWART (2008, p.151-155)

Analisando as ordens de grandeza das componentes horizontais da conservação de momentum, dois termos são significativamente maiores que os outros: força gradiente de pressão e a força de Coriolis. Os termos não-lineares - termos de advecção e termos de atrito - podem ser desprezados sem que haja alteração nas características dominantes da dinâmica. A partir dessas simplificações, obtêm-se o balanço geostrófico na horizontal:

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad [3]$$

Na componente vertical, os termos força gradiente de pressão e aceleração da gravidade são significativamente maiores que os outros.

$$z: \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} - 2\Omega \cos\theta u = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + Ah \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + Av \left(\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right)$$

$$0 \quad 10^{-11} \quad 10^{-11} \quad 10^{-11} \quad 10^{-5} \quad 10 \quad 10 \quad 10^{-15} \quad 10^{-11}$$

Desprezando os termos não lineares - termos de advecção e termos de atrito - e a força de Coriolis, obtêm-se a equação do balanço hidrostático.

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad [4]$$

As equações do balanço geostrófico são deduzidas das equações de conservação de momentum assumindo um escoamento estacionário, velocidade horizontais superiores às velocidades verticais, um oceano é invíscito e acelerações advectivas pequenas (STEWART, 2008). O movimento geostrófico é descrito pelo balanço geostrófico na horizontal e pelo balanço hidrostático na vertical.

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}; \quad fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}; \quad \frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g; \quad [5]$$

Diferenciando em z as equações do balanço geostrófico, tem-se:

$$-f \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right); \quad f \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right);$$

Substituindo $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$,

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho(z)}{\partial x}; \quad \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho(z)}{\partial y} \quad [6]$$

Integrando na vertical as equações do equilíbrio geostrófico [6], obtemos as equações do vento térmico:

$$v = v_o - \frac{g}{\rho f} \int_{z=zi}^{z=0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial x} dz; \quad u = u_o + \frac{g}{\rho f} \int_{z=zi}^{z=0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial y} dz. \quad [7]$$

As correntes que satisfazem essas equações são as correntes geostróficas, que correspondem a maior parte da dinâmica dos oceanos.

A partir da equação [7] e dos campos de densidade pode-se estimar as velocidades geostrófica relativas dos oceanos, ou seja, as velocidades de uma camada em relação à outra. Para obter as velocidades absolutas, é necessário conhecer as velocidades de corrente de alguma camada, denominada nível de referência.

O método clássico adotado para calcular as velocidades geostróficas admite um nível de não-movimento - uma camada de água na qual as velocidades são consideradas nulas. Essa profundidade é escolhida de forma arbitrária (CHELTON, 1994) e varia de estudo para estudo. Segundo Pond & Pickard (1983), há evidências de que no Atlântico Sul o nível de não movimento se situa entre 1000m e 2000m, entre as massas de água superiores e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). De fato, as águas de superfície, compostas pela Água Tropical (AT), Água Central

do Atlântico Sul (ACAS) e Água Intermediária Antártica (AIA), se deslocam em direção ao norte no Atlântico Sul ocupando níveis entre a superfície e 1500m. Subjacente à AIA, a APAN ocupa níveis entre 1500m e 3000m e se comporta como um fluxo organizando fluindo para o sul (SILVEIRA *et al.*, 2000). Entre essas duas massas de água de sentidos opostos pode-se considerar a existência de parcela de água de velocidade nula. Muitos estudos escolhem como nível de não-movimento a profundidade localizada entre 1500m-2000m (DEFANT, 1961; COLLING, 2001; MULET *et al.*, 2013).

No entanto, durante um estudo da circulação no Atlântico Norte, Worthington (1976) mostrou que a profundidade de não-movimento não pode ser considerada espacialmente constante sem violar as leis de conservação de sal e calor. Além disso, as correntes situadas acima do nível de referência e o transporte total de massa integrado na vertical são extremamente sensíveis aos erros das velocidades do nível de referência (CHELTON, 1994).

Outra alternativa seria escolher uma camada de referência cujas velocidades sejam conhecidas. Através dos dados de altimetria de satélite, é possível determinar a anomalia do nível do mar e estimar as velocidades de corrente superficiais, como foi realizado no desenvolvimento do produto ARMOR3D.

3.1.2. Tensão de cisalhamento do vento e Transporte de Ekman

Através da transferência de momentum da atmosfera para o oceano, a tensão do vento induz o movimento da primeira camada do oceano. Em seguida, por meio da força de fricção - vórtices e viscosidade molecular -, cada camada coloca em movimento a camada sobrejacente, de modo que o momentum horizontal é transferido verticalmente até uma profundidade limite (APEL, 1990).

Segundo Apel (1990), a tensão τ exercida pelo vento sobre a superfície do oceano é dependente do quadrado da velocidade do vento:

$$\tau = Cd \cdot \rho_a \cdot |v| \cdot v \quad [8]$$

Onde v é a velocidade do vento a 10m acima do nível do mar [$v=(u, v)$; $v=\sqrt{u^2 + v^2}$], ρ_a é a densidade média do ar e Cd é o coeficiente de arrasto do vento.

No entanto, a transferência de momentum não ocorre conservando a mesma direção: devido ao efeito de Coriolis, à medida que o momentum horizontal é transferido verticalmente, as camadas de água são defletidas para a esquerda (direita) no hemisfério Sul (Norte).

A camada de água cujo fluxo é influenciado pela tensão de cisalhamento do vento é denominada camada de Ekman e o fluxo gerado é denominado transporte de Ekman. A espessura da camada de Ekman (h_e) pode variar entre 50 e 300m (STEWART, 2008) e depende do coeficiente de viscosidade turbulenta (A_v) e do parâmetro de Coriolis.

$$h_e = \sqrt{\frac{2 \cdot A_v}{|f|}} \quad [9]$$

Integrando o fluxo de Ekman em toda a sua camada, obtêm-se um vetor de velocidade resultante à 90° à esquerda (à direita) do sentido do vento no hemisfério sul (norte).

Segundo Apel (1990), o transporte de Ekman M_y , M_x é função da tensão de cisalhamento do vento e do parâmetro de Coriolis f .

$$M_y = - \frac{\tau_x}{\rho f} \quad ; \quad M_x = \frac{\tau_y}{\rho f} \quad [10]$$

Sendo ρ a densidade média da água e f o parâmetro de Coriolis. O fluxo de Ekman pode resultar na formação de zonas de convergência, como no centro dos giros subtropicais, e de zonas de divergência, como no equador ou em áreas de ressurgência próximas aos continentes.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo compreende a bacia do Atlântico Sul. O principal interesse da validação do ARMOR3D é permitir o estudo e monitoramento da variabilidade espacial e temporal da AMOC.

A MOC é um sistema global de correntes oceânicas superficiais, intermediárias e profundas. Ela conecta a camada superficial dos oceanos e a atmosfera com uma vasta reserva de água profunda (ANSORGE *et al.*, 2014), sendo responsável pelas trocas de massa, sal, calor e carbono entre as bacias oceânicas.

A MOC é geralmente dividida em duas partes, a circulação gerada pelo vento, localizada nas camadas mais superficiais, e a circulação termohalina, localizada abaixo desta (TOGGWEILER; KEY, 2001). A porção superior da MOC do Atlântico Sul é composta pelo Giro Subtropical do Atlântico Sul, um giro anticiclônico formado pela Corrente de Benguela, Corrente Sul Equatorial, Corrente do Brasil e Corrente do Atlântico Sul (Figura 1). Além dessas quatro principais correntes, o giro também é bastante influenciado pela Corrente das Malvinas, pela Corrente das Agulhas e pela Corrente Circumpolar Antártica, (PETERSON; STRAMMA, 1991).

A Corrente do Brasil (CB), como toda corrente de contorno oeste, é estreita, profunda e possui fronteiras bem definidas, se deslocando bem próximo à costa oeste. A CB transporta elevados volumes de águas quentes do equador em direção aos polos até o encontro com a Corrente das Malvinas, onde ocorre a Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A CBM ocorre a 38°S aproximadamente, e dela tem início a Corrente do Atlântico Sul que flui zonalmente em direção à África (DA SILVEIRA *et al.*, 2000; PIOLA; MATANO, 2001).

Diferentemente da Corrente do Brasil, a Corrente de contorno leste, composta pela Corrente de Benguela, é mais rasa, mais lenta e não possui fronteiras bem definidas, tendo um transporte difuso. Ela é responsável pelo transporte em direção ao norte de vórtices de águas quentes e salinas oriundas da retroflexão das Agulhas (BIASTOCH *et al.*, 2008).

A Corrente-Sul-Equatorial (CSE) tem início no final da Corrente de Benguela e é responsável pela conexão entre a corrente de contorno oeste e a de contorno leste. A CSE se desloca no sentido noroeste até aproximadamente 14°S, onde ocorre a bifurcação dessa corrente. Parte do fluxo da CSE se desloca em direção ao

sul alimentando a Corrente do Brasil, enquanto parte se desloca em direção ao norte alimentando a Corrente Norte do Brasil (STRAMMA; ENGLAND, 1999).

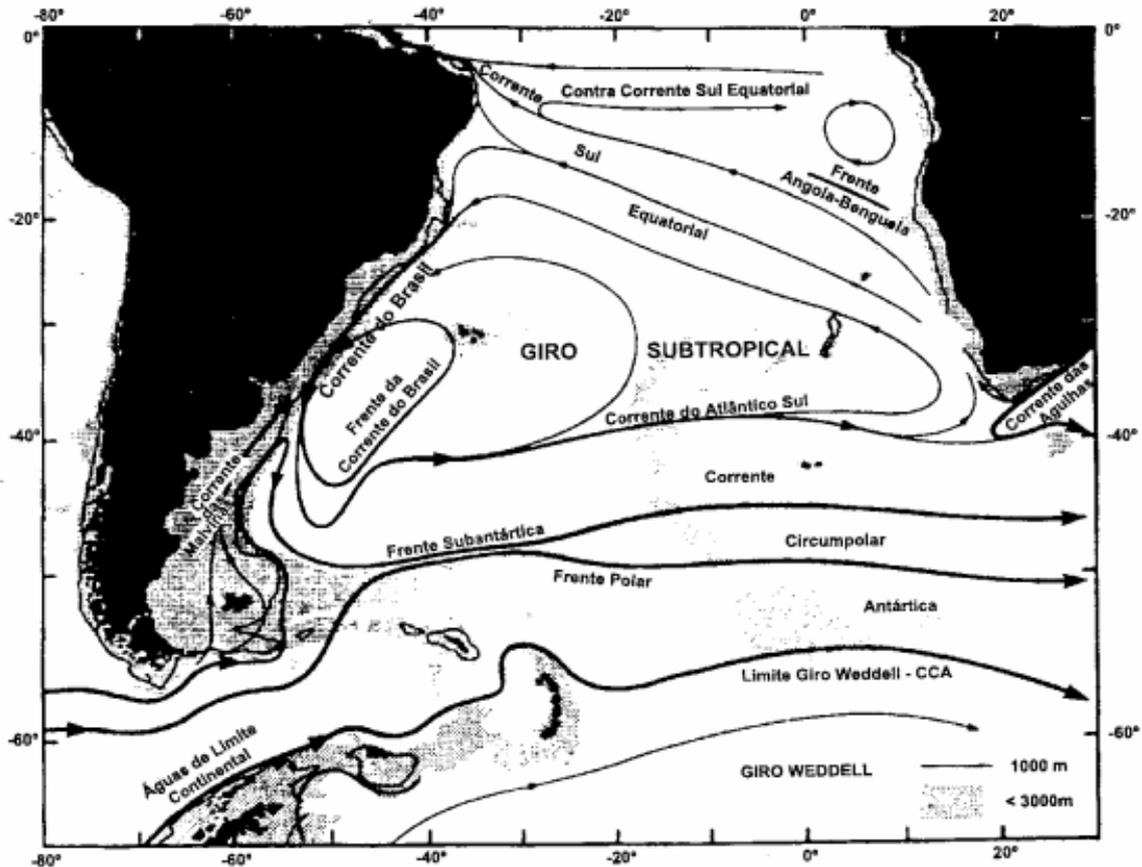


Figura 1. Representação esquemática da circulação superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Fonte: Peterson e Stramma (1991) adaptada por Silveira *et al.* (2000).

O Giro Subtropical do Atlântico Sul é composto pela Água Tropical e pela Água Central do Atlântico Sul. A AT se forma próximo ao nordeste do Brasil, onde ocorre uma intensa radiação e evaporação em relação à precipitação, enquanto que a ACAS se forma na Convergência Subtropical do Atlântico Sul.

Subjacente ao Giro Subtropical há uma massa de água intermediária, a Água Intermediária Antártica. A AIA tem origem no norte da passagem de Drake e no meandramento da Corrente das Malvinas. Após a sua formação, a AIA flui para o norte até a Convergência Subtropical, onde se incorpora ao Giro Subtropical do Atlântico Sul, e flui para leste junto com a AT e a ACAS (STRAMMA; ENGLAND, 1991).

A porção profunda da MOC no Atlântico Sul é composta pela Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Antártica de Fundo. A APAN é formada no norte

do Atlântico Norte, nos mares de Labrador e Irminger, e flui em direção ao sul ocupando profundidades entre 1500 e 3000m (DA SILVEIRA, *et al.*, 2000). No caso da AAF, parte é formada no Mar de Weddell e parte provém da Corrente Circumpolar Antártica. Após sua formação, a AAF se espalha na Bacia da Argentina e flui, em seguida, em direção ao norte na Bacia do Brasil (STRAMMA; ENGLAND, 1999). As duas porções da MOC estão conectadas pelas regiões de formação de água profunda e desempenham um papel fundamental na regulação do clima global.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

No presente estudo foram usadas seis fontes de dados: o campo termohalino sintético e o campo de correntes geostróficas do ARMOR3D são os dados que serão analisados e validados nesse trabalho; para validar o ARMOR3D foram usados a reanálise Global Ocean Physics Reanalysis (GLORYS2V3), a reanálise Simple Ocean Data Assimilation (SODA), os dados *in situ* de flutuadores Argo, dados *in situ* de CTD de campanhas do CLIVAR & Carbon Hydrographic Data Ocean (CCHDO) e dados da reanálise Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP).

O trabalho foi dividido em duas etapas: a primeira etapa do trabalho consistiu na comparação dos campos de temperatura, salinidade e velocidade de corrente do ARMOR3D com as reanálises SODA e GLORYS2V3 e com dados *in situ* do Argo e do CCHDO; a segunda etapa consistiu na comparação dos transportes de massa, sal e calor calculados a partir do ARMOR3D, do GLORYS2V3 e do SODA.

5.1. Dados

5.1.1. Campo termohalino sintético ARMOR3D

O campo termohalino do ARMOR3D é um produto oriundo da combinação de perfis de temperatura e salinidade *in situ* e dados de altimetria e TSM obtidos por satélite. Os dados *in situ*, de elevada acurácia e baixa resolução espacial, e remotos, de menor acurácia e alta resolução, foram relacionados através do método de regressão linear simples/múltiplo e originaram os campos globais de temperatura e salinidade de elevada resolução espacial e temporal (GUINEHUT *et al.*, 2012)

Os dados de altimetria são oriundos do centro SSALTO/DUACS e foram estimados semanalmente em uma grade mercator, utilizando os dados dos satélites ERS-1,2, ENVISAT, Topex/Poseidon, Jason-1,2, GFO e GEOSAT. O campo de temperatura da superfície do mar utilizado provém da análise diária Reynolds L4 com resolução horizontal de $1/4^\circ$, calculado a partir da combinação de observações *in situ* e de dados dos satélites AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) e AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) e distribuído pelo Centro de Dados Climáticos Nacional da NOAA (REYNOLDS *et al.*, 2007). Os dados históricos de temperatura e salinidade *in situ*, usados no cálculo dos coeficientes de correlação, são compostos pelo conjunto de dados EN3 dados de flutuadores Argo

disponibilizados pelo Coriolis Global Data Assembly Centre - GDAC Coriolis (GUINEHUT *et al.*, 2012). Campos mensais de temperatura e salinidade da climatologia ARIVO também foram utilizados para aperfeiçoar os campos sintéticos.

O desenvolvimento do campo termohalino foi dividido em duas etapas. A primeira etapa consistiu em determinar o campo sintético de temperatura e salinidade. Primeiramente, foram calculados os coeficientes de correlação (α , β e γ) entre as propriedades dos campos da superfície e da subsuperfície utilizando apenas perfis *in situ* de temperatura e salinidade. Esses coeficientes foram estimados através da covariância entre as seguintes variáveis: anomalia do nível do mar (SLA), temperatura da superfície do mar (SST) e os campos de temperatura e salinidade. Os coeficientes de correlação variam em função da profundidade z , da localização geográfica e do tempo. A expressão abaixo é função apenas da profundidade:

$$\alpha(z) = \frac{\langle SST', SST' \rangle \cdot \langle SLA', T'(z) \rangle - \langle SLA', SST' \rangle \cdot \langle SST', T'(z) \rangle}{\langle SLA', SLA' \rangle \cdot \langle SST', SST' \rangle - \langle SLA', SST' \rangle^2},$$

$$\beta(z) = \frac{\langle SLA', SLA' \rangle \cdot \langle SST', T'(z) \rangle - \langle SLA', SST' \rangle \cdot \langle SLA', T'(z) \rangle}{\langle SLA', SLA' \rangle \cdot \langle SST', SST' \rangle - \langle SLA', SST' \rangle^2}, \quad [11]$$

$$\gamma(z) = \frac{\langle S'(z), SLA' \rangle}{\langle SLA', SLA' \rangle}.$$

Os valores de SST correspondem ao campo de temperatura superficial dos dados *in situ*. A altura dinâmica (DH) foi calculada a partir dos campos de temperatura e salinidade *in situ*, e a SLA foi estimada usando os dados de DH e um nível de referência a 1500m.

Em seguida, os coeficientes α e β foram associados aos dados de satélite de anomalia do nível do mar SLA' e temperatura da superfície do mar SST', respectivamente, através do método de regressão linear múltipla, obtendo dessa forma o campo sintético de temperatura do ARMOR3D. O campo sintético de salinidade foi determinado de maneira similar, porém usando apenas valores de altura do nível do mar de altímetro associado ao coeficiente γ e aplicando o método de regressão linear simples (GUINEHUT *et al.*, 2012).

$$T(x,y,z,t) = \alpha(x,y,z,t) \cdot SLA'(x,y,t) + \beta(x,y,z,t) \cdot SST'(x,y,t) + T_{clim}(x,y,z,t); \quad [12]$$

$$S(x,y,z,t) = \gamma(x,y,z,t) \cdot SLA'(x,y,t) + S_{clim}(x,y,z,t).$$

T_{clim} e S_{clim} correspondem aos campos de temperatura e salinidade da climatologia mensal ARIVO.

Os coeficientes de correlação são válidos apenas se a anomalia do nível do mar, estimado por satélite, e a anomalia da altura dinâmica, medida a partir de dados *in situ* com o nível de referência de 1500m, forem fortemente correlacionados (DHOMPS *et al.*, 2011). Os coeficientes são visivelmente dependentes da latitude. No equador e nos trópicos, a estrutura vertical do oceano é predominantemente baroclínica apresentando um coeficiente de regressão entre a anomalia do nível do mar (SLA) e a anomalia da altura dinâmica (DHA) superior a 0.8. Em altas latitudes prevalece a estrutura barotrópica e o coeficiente de regressão entre SLA e DHA varia de 0.2 a 0.7 (GUINEHUT *et al.*, 2012).

A segunda etapa consistiu em combinar o campo sintético obtido na primeira etapa com os perfis de temperatura e salinidade medidos *in situ* utilizando um método de interpolação ótima (BRETHERTON *et al.*, 1976). Os campos de temperatura e salinidade usados nessa etapa provêm do conjunto de dados CORA 3.1 fornecido pelo Coriolis Global Data Assembly Centre (GDAC Coriolis) e contém perfis de flutuadores Argo, de CTDs, de CBTs e dados de ancoragem. Os valores do campo 3D foram calculados a cada 7 dias em uma grade $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$, da superfície a 5500m, no período de 1993 a 2011.

5.1.2. Campo de corrente de velocidades geostróficas ARMOR3D

O campo de correntes geostróficas do ARMOR3D é um produto em 3 dimensões de velocidades geostróficas de todos os oceanos, desenvolvido pelo *Collecte Localisation Satellite* (CLS) (MULET *et al.*, 2012). A metodologia usada para o desenvolvimento do modelo foi baseada nas equações do vento térmico associadas ao campo termohalino sintético 3D, já descrito anteriormente, e às velocidades geostróficas superficiais estimadas por altimetria.

As velocidades geostróficas superficiais foram calculadas pelo centro SSALTO/DUACS e disponibilizadas pela AVISO (SSALTO/DUACS, 2011). Dados altimétricos da anomalia do nível do mar, provindo dos satélites ERS-1,2, ENVISAT, Topex/Poseidon, Jason-1,2, GFO e GEOSAT, foram associados aos dados de topografia dinâmica média CMDT RIO05 (RIO; SCAEFFER, 2005) para a obtenção

de mapas de topografia dinâmica absoluta. A partir desses mapas foram estimadas, por geostrofia, as correntes superficiais.

O ARMOR3D assume que longe das fronteiras continentais e do equador os oceanos estão em balanço geostrófico. O equilíbrio geostrófico ocorre quando a força gradiente de pressão é compensada pela força de Coriolis, de mesma direção, mas de sentido oposto. Nessa situação a corrente está em balanço geostrófico e designa-se por corrente geostrófica.

A equação do vento térmico [3] deriva da equação de equilíbrio geostrófico $-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$, $fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$; e da equação hidrostática $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g$; integrada da superfície à camada de interesse:

$$u(z = zi) = u(z = 0) + \frac{g}{\rho f} \int_{z=zi}^{z=0} \frac{\partial}{\partial y} \rho(z) dz$$

$$v(z = zi) = v(z = 0) - \frac{g}{\rho f} \int_{z=zi}^{z=0} \frac{\partial}{\partial x} \rho(z) dz$$

[13]

Onde u e v são as velocidades de corrente zonal e meridional, respectivamente, ρ é a densidade, f é o parâmetro de Coriolis, g é a aceleração da gravidade e z é a profundidade, $z=0$ sendo a superfície.

Enquanto as velocidades calculadas a partir do nível de não movimento apenas resolvem a componente baroclínica, as velocidades do ARMOR3D resolvem, além dos modos barotrópicos de águas profundas e de águas rasas, a componente baroclínica da circulação oceânica (MULET *et al.*, 2012). Próximo ao equador o parâmetro de Coriolis tende a zero e a aproximação geostrófica não é verificada, por essa razão nenhuma corrente foi estimada entre 5°S e 5°N (MULET *et al.*, 2012).

Para a validação do ARMOR3D no Atlântico Norte foram usados dados de velocidades de corrente de flutuadores do Argo na isóbata de 1000m entre 2002 e 2007 e dados de velocidades de corrente na latitude 26,5°N do programa RAPID-MOCHA (JOHNS *et al.*, 2011). Também foram usados dados de velocidade da

reanálise GLORYS1V1 *Mercator Océan*, no período de 2002 a 2008. O campo de velocidade geostrófica foi calculado a cada 7 dias em uma grade Mercator $1/4^\circ \times 1/4^\circ$, da superfície a 5500m, no período de 1993 a 2011.

5.1.3. Simple Ocean Data Assimilation (SODA)

O *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) versão 2.2.4 é uma reanálise da variabilidade climática dos oceanos baseada no modelo de circulação oceânica *Parallel Ocean Program version 2.0.1 (POP2.0.1)* (SMITH *et al.*, 1992). O modelo é forçado pelos fluxos de calor, momento e água doce da reanálise atmosférica *20th Century Reanalysis Project version 2 (20CRv2)* (COMPO *et al.*, 2006), de 1871 a 2010. As difusões verticais de momentum, calor e sal são calculadas utilizando a Parametrização do Perfil-K (PPK) para misturas verticais, enquanto que os processos laterais são resolvidos usando mistura bi-harmônica (CARTON; GIESE, 2008).

A cada 10 dias de modelo, o SODA assimila dados de temperatura e salinidade *in situ*. Os dados assimilados incluem dados da temperatura da superfície do mar provindos do *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS 2.5) e perfis *in situ* de temperatura e salinidade do *World Ocean Database 2009* (WOD09) [BOYER *et al.*, 2009] provindo das rotas de XBT do *Volunteer Observing Ship* (VOS), e dos programas *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), *Tropical Ocean Atmosphere / Triton mooring array* (TAO/TRITON), *Global Drifter Program* (GDP) e dos flutuadores Argo (GIESE; RAY, 2011). O sistema de assimilação de dados consiste em uma aproximação sequencial multivariada, na qual, um modelo numérico fornece uma primeira estimativa do estado do oceano que é, em seguida, corrigido através de um conjunto de equações lineares de Kalman (CARTON *et al.*, 2000a; CARTON; GIESE, 2008; GIESE; RAY, 2011). O SODA 2.2.4 não assimila dados de satélite e nem possui um modelo de gelo marinho (GIESE; RAY, 2011).

O SODA calcula os campos de temperatura, salinidade, anomalia do nível do mar, velocidade meridional, zonal e vertical e tensão de cisalhamento do vento de todos os oceanos. A reanálise abrange 140 anos de dados no período de 1871 a 2010, com resolução espacial de $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ em 40 níveis de profundidade e com saída de dados mensal (GIESE; RAY, 2011). O SODA é desenvolvido e mantido pela University of Maryland e Texas A&M University, recebendo suporte da National

Science Foundation e da NASA. Nesse trabalho será utilizada a versão mais atualizada do SODA (v 2.2.4) do estado dos oceanos, disponível online em http://dsrs.atmos.umd.edu/DATA/soda_2.2.4/. De acordo com o intervalo temporal do ARMOR 3D, será utilizado dados do SODA 2.2.4 de janeiro de 1993 à dezembro de 2010.

5.1.4. Global Ocean Physics Reanalysis (GLORYS2V3)

O *Global Ocean Physics Reanalyses* (GLORYS2V3, Toulouse - FR) é uma reanálise da física do estado dos oceanos e do gelo marinho. A reanálise GLORYS2V3 foi desenvolvida pelo *Mercator Ocean – Monitoring and Forecasting Center* (Centro Francês de Análise e Previsão Oceânica) em parceria com o Grupo Drakkar e o Centro de Dados Oceanográficos *in situ* Coriolis, no âmbito dos projetos *French Global Ocean Reanalysis and Simulations* (GLORYS) e *MyOcean*. O objetivo foi produzir uma reanálise realista e de alta resolução (1/4°) permitindo a resolução de vórtices de todos os oceanos (FERRY *et al.*, 2012).

A reanálise GLORYS2V3 é baseada no modelo oceânico NEMOv3.1 (MADEC, 2008), com configuração ORCA025_LIM, e é forçada pela reanálise atmosférica global ERA-Interim com correções em larga escala para os fluxos radioativos descendentes (ondas curtas e longas) e fluxos de precipitação. A simulação usa o modelo de gelo marinho termodinâmico-dinâmico LIM2 com uma formulação reológica Elástica – Viscosa – Plástica. A batimetria do oceano profundo foi gerada a partir do arquivo batimétrico ETOPO1, enquanto que, para a plataforma continental e áreas costeiras, foi usado o GEBCO1 (FERRY *et al.*, 2014).

Os dados assimilados incluem dados de anomalia do nível do mar de altímetro disponibilizados pela AVISO, dados da temperatura da superfície do mar do produto REYNOLDS 1/4°, da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), obtido a partir de um *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), e perfis *in situ* de temperatura e salinidade do CORA3.3 disponibilizado pelo centro CORIOLIS.

A base de dados do CORA3.3 inclui dados provenientes da *National Ocean Data Center* (NODC - NOAA), do *Global Telecommunications System* (GTS), do programa *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), do *International Council for the Exploration of the Sea* (ICES), do programa de boias fundeadas TAO/TRITON e

PIRATA, e de flutuadores Argo. Os dados de altímetro provêm dos satélites Topex/Poseidon, ERS-1/2, GFO, Envisat e Jason-1/2 (FERRY *et al.*, 2012; FERRY *et al.*, 2014). A técnica de assimilação de dados usada é o filtro Kalman de ordem reduzida baseada na formulação *Singular Extended Evolutive Kalman* (SEEK), com correção dos valores de temperatura e salinidade (FERRY *et al.*, 2014). O intervalo temporal do GLORYS2V3 abrange integralmente o intervalo da “Era altimétrica” (1993-2012) e da “Era Argo” (2002 - 2012).

O GLORYS2V3 calcula temperatura potencial, salinidade, velocidade zonal e meridional, altura do nível do mar e parâmetros de gelo marinho (espessura e velocidade vertical e zonal) em uma grade $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ e 75 níveis de profundidades, de 1993 a 2012. As saídas de dados são mensais e estão disponíveis em <http://www.myocean.eu/>. Nesse trabalho serão usadas as saídas do GLORYS2V3 no intervalo de 1993 a 2011, correspondente ao intervalo temporal das saídas do ARMOR3D.

5.1.5. Dados in situ de CTD CCHDO

O CLIVAR & Carbon Hydrographic Data Office é um programa que gerencia e disponibiliza dados hidrográficos de campanhas científicas através do site <<http://cchdo.ucsd.edu>>, criado pela National Science Foundation (NSF-OCE) e pela National Oceanic and Atmospheric Administration's Climate Observations Division (NOAA). Entre 1990 e 1998, aproximadamente 30 países realizaram diversas campanhas relacionadas a programas de pesquisa oceanográfica, como o World Ocean Circulation Experiment (WOCE) e o CLIVAR, reunindo dados das características físicas e químicas de todos os oceanos.

Dentre as diferentes seções realizadas no mundo todo, duas seções latitudinais foram amostradas no Atlântico Sul. A primeira na latitude de 24°S e a segunda na latitude de 30°S . Serão usados nesse trabalho os dados de salinidade e temperatura potencial dos perfis verticais de CTD amostrados nas duas seções citadas.

A amostragem na seção 24°S foi realizada pelo Reino Unido no período de 7 de março de 2009 a 21 de abril de 2009. Nessa expedição foram realizadas 118 estações de CTD, com resolução espacial longitudinal média de $0,58^{\circ}$ e medidas verticais a cada 2m, da superfície à 5817m. Os dados estão disponíveis em: <http://cchdo.ucsd.edu/cruise/740H20090307>.

A expedição na seção 30°S foi realizada pelos Estados Unidos no período de 26 de setembro de 2011 a 31 de outubro de 2011. Nessa expedição foram realizadas 120 estações de CTD, com resolução espacial longitudinal média de 0,53° e medidas verticais a cada 1m, da superfície à 5756m. Os dados estão disponíveis em: <http://cchdo.ucsd.edu/cruise/33RO20110926>.

5.1.6. Dados *in situ* de flutuadores Argo

Lançado em 2000, o programa Argo é uma colaboração internacional liderada por diversas organizações e institutos como a Comissão Oceanográfica Intergovernamental (IOC), a Organização Meteorológica Mundial (WMO) e a Organização Europeia para a Exploração de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT). Cerca de 25 países participam no financiamento e implantações de flutuadores e muitos outros países auxiliam o programa abrindo suas ZEE para implementação das boias.

O objetivo do programa é fornecer, em tempo real, dados *in situ* de temperatura, salinidade e velocidade meridional e zonal. O programa possui uma rede de flutuadores lagrangeanos composta por mais de 3500 flutuadores espalhadas por todos os oceanos em uma grade de 300 km x 300 km, podendo atingir profundidades de até 2000m (Disponível em: http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html)

As boias do ARGO são programadas para realizar ciclos de 10 dias durante muitos anos, até o esgotamento das baterias. Cada ciclo compreende um mergulho de algumas horas até a isóbata de 1000m, onde o flutuador deriva durante 9 dias, medindo regularmente temperatura, salinidade e velocidade. Em seguida, ele mergulha até 2000m e volta para a superfície fazendo um perfil. Ao chegar à superfície, o flutuador transmite os dados por satélite e começa um novo ciclo. (Disponível em: http://argo.jcommops.org/FTPRoot/Argo/Doc/Argo_new_brochure.pdf)

O deslocamento médio de uma boia Argo durante 10 dias é de 50 km, mas pode chegar a 100km em áreas de maior variabilidade. Com o monitoramento diário das características dos oceanos, o Argo tem revolucionado a coleta de informações do interior dos oceanos.

5.1.7. Cross-Calibrated Multi-Platform

O Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP) L 3.0 é uma reanálise global de dados de velocidade de vento na superfície do oceano de alta resolução espacial e temporal. Foi calculado pelo Centro de Vãos Espaciais Goddard da NASA (ATLAS, *et al.*, 2011) para aplicações meteorológicas e oceanográficas.

O conjunto de dados do CCMP relaciona diferentes conjuntos de dados de vento medidos por satélite com calibração cruzada, fornecidos pelo Sistema de Sensoriamento Remoto (REMSS). Os dados de vento foram coletados por radiômetros de micro-ondas pelos satélites SSM/I, SSMIS, AMSR, TMI, e WindSat e por escaterômetros pelos satélites QuikSCAT and SeaWinds (ATLAS, *et al.*, 2011). Os escaterômetros medem a magnitude e a direção do vento, enquanto que os radiômetros de micro-ondas medem apenas a magnitude do vento.

Utilizando um método de análise variacional (VAM), os dados de vento de satélite foram combinados com dados *in situ* e com uma primeira estimativa (“*first guess*”) do campo de vento. A reanálise ERA-40 do European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) foi usada como primeira estimativa de 1987 a 1998 e, de janeiro de 1999 em diante, foi usada a análise operacional ECMWF (ATLAS *et al.*, 2011). Todos os conjuntos de dados de vento foram referenciados a uma altura de 10m.

O CCMP utiliza todos os dados de vento de satélite disponíveis no REMSS com o objetivo de aumentar ao máximo a cobertura global do oceano e obter uma matriz mais completa de dados. O produto final é uma matriz de dados de vento zonal e meridional a 10m de altitude com uma grade de resolução $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ e saída de dados a cada 6h, disponível em <http://podaac.jpl.nasa.gov/>.

Neste trabalho foram usados os dados de vento zonal e meridional relativos à latitude $34,375^{\circ}\text{S}$ no Atlântico Sul, entre janeiro de 1993 e dezembro de 2011, para o cálculo da tensão de cisalhamento do vento e do transporte de Ekman.

5.2. Seções de Estudo

Para a comparação entre o campo termohalino sintético e os dados do Argo foram escolhidas seis seções, com a finalidade de amostrar na integridade o Giro Subtropical do Atlântico Sul. Foram escolhidas as latitudes 25°S, 34,5°S e 45°S, de 52°W até 18°E, e as longitudes 30°W, 15°W e 0°, de 15°S a 45°S (Figura 2). As comparações entre o campo termohalino sintético e os dados do CCHDO foram realizadas nas latitudes nas quais foram efetuadas as campanhas: 30°S e 24°S.

O cálculo dos campos de velocidade do ARMOR3D, do SODA e do GLORYS2V3 foram efetuados na latitude 34,5°S. De fato, as seções localizadas entre 30°S e 35°S são consideradas posições estratégicas para o estudo do Atlântico Sul, pois estão localizadas na entrada desse oceano e no meio do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Nos últimos anos, diversos estudos foram realizados a partir da coleta de dados de XBT e dados hidrográficos nas latitudes 30°S (GARZOLI; BARINGER, 2007; GANACHAUD; WUNSCH, 2002) e 35°S (GARZOLI; BARINGER, 2007; DONG, *et al.*, 2009; GARZOLI, *et al.*, 2013). Outro estudo, realizado por Garzoli & Matano (2011), analisou as massas de água e quantificou os transportes de massa e calor nas latitudes 30°S e 35°S, utilizando o modelo POCM. Da mesma forma, Reason *et al.* (2003) quantificou, a partir de um modelo, o transporte de calor proveniente da Corrente das Agulhas que cruza a latitude 35°S e penetra no Atlântico Sul.

Entretanto, a seção 34,5°S parece ser a latitude ideal para o monitoramento da variabilidade da MOC no Atlântico Sul. Essa seção se encontra bem na entrada do Atlântico Sul, que vai desde o Cabo da Boa Esperança até o Uruguai (DONG *et al.*, 2011; PEREZ *et al.*, 2011; MEINEN *et al.*, 2012 ; MEINEN *et al.*, 2013; SCHIERMEIER, 2013; ANSORGE *et al.*, 2014). Ela também é a última seção zonal no Atlântico Sul limitada por continentes e é, portanto, a latitude mais distante do equador para o estudo do Atlântico Sul, garantindo assim uma maior estabilidade da MOC (DRIJFHOUT *et al.*, 2011)

Em suma, a latitude 34,5°S permite monitorar os fluxos de massa, sal e calor provenientes dos oceanos Pacífico e Índico no momento em que eles adentram no oceano Atlântico, antes que sejam alteradas pela mistura de massas de água. Esse fenômeno permite assim estimar a contribuição das trocas interoceânicas na variabilidade da AMOC (SCHIERMEIER, 2013). Em contrapartida, essa seção é

caracterizada por uma alta instabilidade dos fluxos nas duas bordas, oriunda da Confluência Brasil-Malvinas e da Retroflexão da Corrente das Agulhas.

Apesar do ARMOR3D, do SODA e do GLORYS2V3 possuírem dados até 5000m, as comparações e validações foram realizadas até 1500m. Inicialmente, o campo termohalino sintético tinha sido calculado até 1500m apenas, com o intuito de garantir uma quantidade suficiente de dados *in situ* para calcular os coeficientes de regressão estatisticamente significativos. De fato, muitos flutuadores Argo descem até 2000m, no entanto, a maioria dos dados mais antigos coletados por flutuadores Argo desce somente até 1500m (GUINEHUT *et al.*, 2012). Desta forma, os valores de temperatura e salinidade estimados posteriormente de 1500m a 5000m tem uma chance maior de possuírem erros.

Salvo esse problema de precisão do produto ARMOR3D entre 1500m e 5000m, outras razões justificam a escolha dessa profundidade de referência: da superfície até 1500m, a dinâmica dos oceanos é governada principalmente pelo equilíbrio geostrófico. A partir de 1500m, outras forças atuam de maneira significativa na dinâmica das correntes, como os gradientes de densidade e leis de conservação de massa, sal e calor, tornando o produto ARMOR3D menos realista abaixo dessa profundidade (PETERSON; STRAMMA, 1991; DONG *et al.*, 2009).

Além disso, o objetivo dessa validação é o estudo, principalmente, do braço superior da MOC, ou seja, do Giro Subtropical do Atlântico Sul e da Água Intermediária Antártica. Segundo Peterson & Stramma (1991) e Da Silveira *et al.* (2000), a AIA ocupa profundidade entre 700 a 1500 m. Em suma, o transporte de massa em direção ao norte do interior do oceano está confinado aos primeiros 1500m de profundidade (DONG *et al.*, 2009)

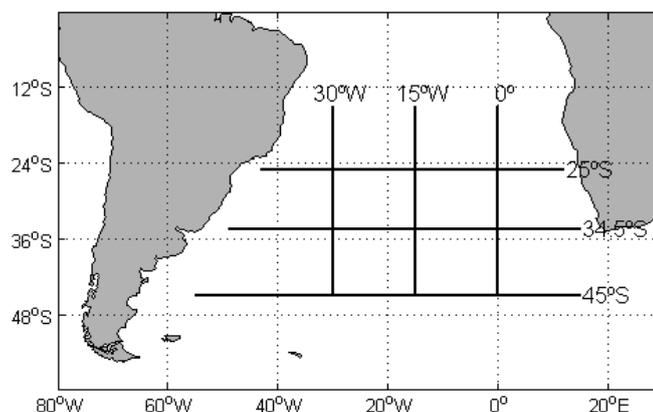


Figura 2. Seções longitudinais e latitudinais nas quais foram comparados os campos do ARMOR3D e do Argo.

5.3. Transporte de massa, sal e calor

Para o cálculos dos transportes, como já realizado por Dong *et al.* (2009), o oceano foi dividido em três partes: borda oeste (52°W a 40°W), interior do oceano (40°W-8°E) e borda leste (8°E-18°E).

Primeiramente foi calculada e comparada a variabilidade temporal dos transportes meridionais de massa, sal e calor dos produtos ARMOR3D, SODA e GLORYS2V3 no interior do oceano (40°W-8°E). Esses transportes foram estimados na latitude 34,5°S, de 1993 a 2011, realizando uma integração vertical (0-1500m) e longitudinal.

Apenas no caso do transporte de massa, foram calculadas as séries temporais dos três produtos nas bordas oeste (52°W-40°W) e leste (8°E-18°E) da bacia do Atlântico Sul, na latitude 34,5°S.

Os transportes de massa, sal e calor foram calculados, respectivamente, da seguinte forma:

$$Tm = \iint v. dx dy \quad (Sv = 10^6 m^3.s^{-1}) \quad [15]$$

$$Ts = \iint v. s. \rho. dx dy \quad (Gg.s^{-1}) \quad [16]$$

$$Tc = \iint v. t. \rho. c. dx dy \quad (PW = 10^{15} J.s^{-1}) \quad [17]$$

Onde ρ é a densidade da água do mar em $kg.m^{-3}$, v é a velocidade meridional em $m.s^{-1}$, s é a salinidade em $g.kg^{-1}$, t é a temperatura em $^{\circ}C$ e c é o calor específico da água do mar em $J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$.

O ARMOR3D calcula apenas as velocidades geostróficas dos oceanos. Segundo Dong *et al.* (2011), a componente geostrófica é responsável por 75% da variabilidade da AMOC e os 25% restantes são explicados pela variabilidade do transporte de Ekman. Portanto, com o intuito de verificar a importância do transporte de Ekman no estudo da variabilidade da AMOC, foi calculado o transporte de massa de Ekman M_y e o transporte de calor de Ekman H_y segundo as seguintes equações:

$$\tau_x = -Cd. \rho_a. |v|. u \quad [18]$$

$$M_y = -\frac{\tau_x}{f} dx \quad [19]$$

$$H_y = M_y. Tek. c \quad [20]$$

Onde τ_x é a tensão de cisalhamento do vento na direção x, u é a velocidade zonal do vento a 10m de altitude [$v=(u, v)$; $v=\sqrt{u^2 + v^2}$], ρ_a é a densidade média do ar, Cd é o coeficiente de arrasto, f é o parâmetro de Coriolis e Tek é a temperatura na camada de Ekman.

Large & Pond (1981) desenvolveram um algoritmo simples para calcular o coeficiente de arrasto do vento que depende apenas da velocidade do vento.

$$\begin{aligned} Cd &= 1,2 \cdot 10^{-3} && \text{para} && 4 \leq V_{10} \leq 11 \text{ m.s}^{-1} \\ Cd &= (0,49 + 0,065 \cdot V_{10}) \cdot 10^{-3} && \text{para} && 11 \leq V_{10} \leq 25 \text{ m.s}^{-1} \end{aligned}$$

Onde V_{10} é o valor absoluto da velocidade do vento 10m acima do nível do mar.

As séries temporais do transporte de massa e de calor de Ekman foram calculadas no mesmo intervalo de tempo, de 1993 a 2011, e na mesma latitude, 34,5°S, que os cálculos anteriores. Em seguida, os transportes de massa e de calor de Ekman foram somados aos transportes de massa e calor do ARMOR3D, respectivamente, e comparados com os transportes do ARMOR3D e do GLORYS2V3.

Foi assumido nesse trabalho que, para regiões afastadas das bordas continentais, a espessura da camada de Ekman é igual à espessura da camada de mistura. Segundo Brainerd & Gregg (1995), a espessura da camada de mistura de superfície pode ser estimada a partir da análise do gradiente de densidade da coluna de água no inverno. A profundidade limite da camada de mistura é a profundidade a partir da qual o gradiente de densidade entre essa camada e a água de superfície é superior a 3,0.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. Análise do campo termohalino sintético ARMOR3D a partir dos dados Argo

Para calcular o campo termohalino sintético, Mulet *et al.* (2012) determinou, primeiramente, os coeficientes de correlação entre a superfície e a subsuperfície dos campos de temperatura e salinidade do oceano utilizando, principalmente, dados de temperatura e salinidade de flutuadores Argo. Em seguida, esses coeficientes de expansão foram combinados com dados de satélite da altura do nível do mar e temperatura da superfície do mar através de um método de regressão linear múltiplo/simples, gerando assim os campos de temperatura e salinidade do ARMOR3D.

Para verificar a eficiência do método de regressão linear e a capacidade dos coeficientes de expansão em reproduzir o campo termohalino utilizando apenas dados de satélite da superfície do mar, foram comparados os campos de salinidade e temperatura do ARMOR3D com os campos do Argo nas seis seções definidas, de janeiro de 2004 a janeiro de 2013. Procurou-se verificar se há uma diferença significativa entre os dados brutos do Argo e os dados derivados do Argo associados aos dados de satélite e discutir suas possíveis influências na estimativa dos campos de velocidade geostrófica.

Os campos de temperatura e salinidade do ARMOR3D apresentaram uma elevada semelhança com os dados *in situ* do Argo. As figuras 3, 4 e 5 mostraram que os campos de temperatura e salinidade estimados a partir dos coeficientes de expansão calculados através dos dados Argo e acoplados aos dados de altímetro da anomalia do nível do mar e da temperatura da superfície do mar reconstruíram de maneira eficiente as estruturas termohalinas, conservando as profundidades, as posições geográficas e as magnitudes de cada camada de água. No entanto, os campos do ARMOR3D parecem ser mais alisados e com menos ruídos do que os campos do Argo. O alisamento deve-se ao fato de os campos do ARMOR3D não serem capazes de reproduzir processos de mesoescala.

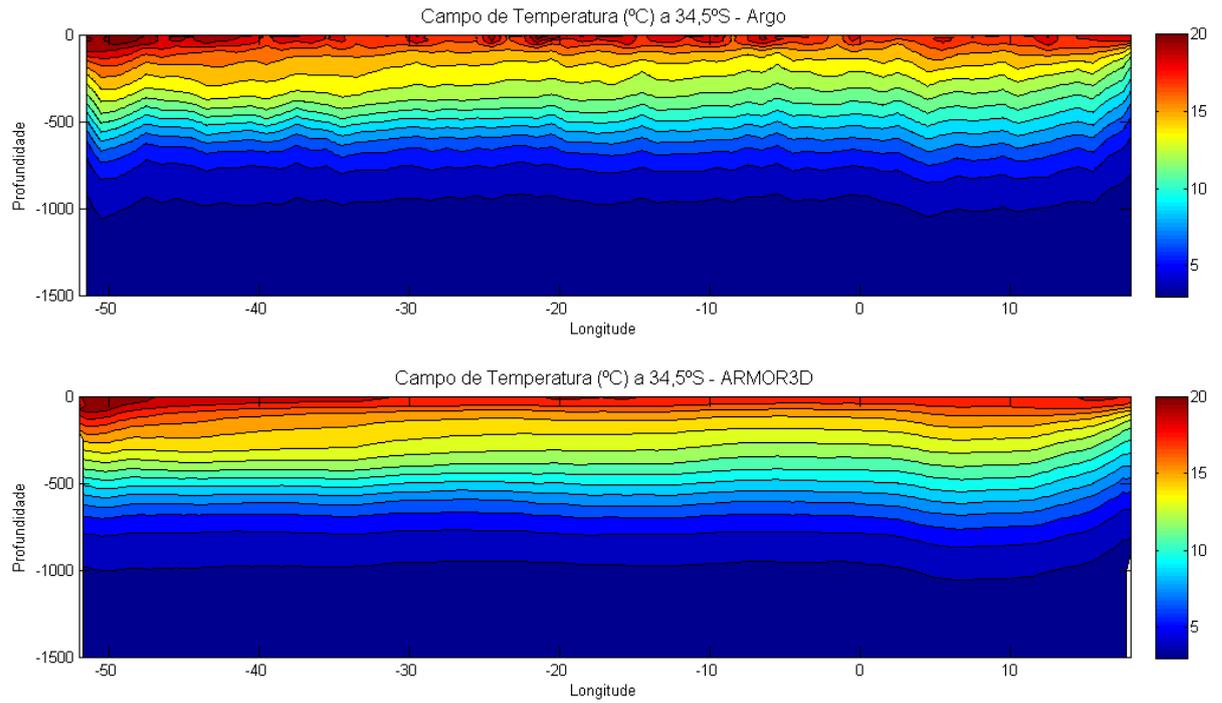


Figura 3. Campo de Temperatura do Argo e do ARMOR3D na latitude 34,5°S

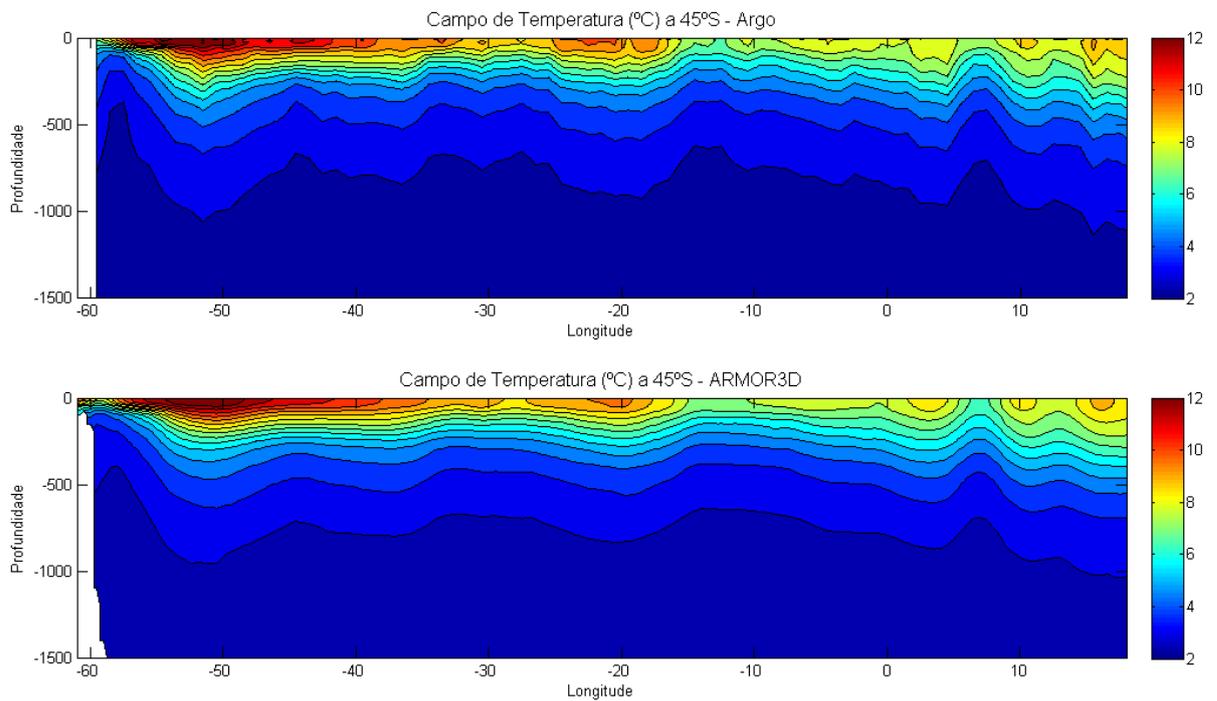


Figura 4. Campo de Temperatura do Argo e do ARMOR3D na latitude 45°S.

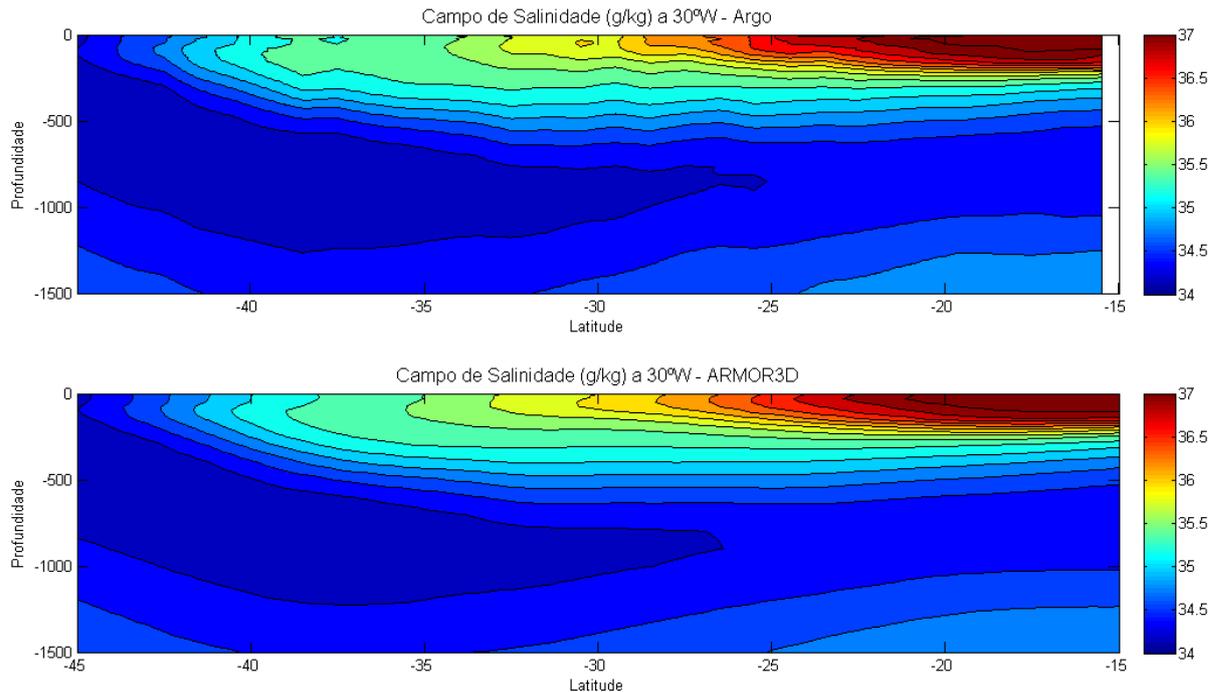


Figura 5. Campo de Salinidade do Argo e do ARMOR3D na longitude 30°W.

Segundo Guinehut *et al.* (2012), nas latitudes médias do Atlântico Sul, os coeficientes de correlação entre a altura dinâmica (DH) e o campo de temperatura ($T(z)$) entre 100m e 1500m apresentaram valores entre 0,6 e 0,9. Ou seja, nas latitudes médias, de 36% a 81% da variabilidade do campo de $T(z)$ abaixo dos 100m pode ser explicado pela variabilidade do campo de DH. Nos trópicos, abaixo dos 100m, os coeficientes apresentaram valores entre 0,3 e 0,4, sendo, portanto, de 9% a 16% a variabilidade de $T(z)$ explicada por DH.

Os coeficientes de correlação entre a temperatura da superfície do mar (SST) e $T(z)$ apresentaram valores máximos na isóbata dos 20m, em todas as latitudes. Abaixo dos 50m, os coeficientes são menores e variam entre -0,2 e 0,4. Assim, nessa região, de 0% a 16% da variabilidade da $T(z)$ é determinada pela SST. Desta forma, parte da variabilidade do campo de temperatura não é explicada nem pela variação dos campos de SST nem pela variabilidade de DH, e, portanto, não pode ser determinada pelos coeficientes de correlação.

Os coeficientes correlação entre DH e o campo de salinidade ($S(z)$) apresentaram valores positivos do equador a 30°S, variando de 0,3 a 0,6. Entre 30°S e 60°S, aparece uma intrusão de água fria nas profundidades entre 200 e 1500m, onde os coeficientes variam de -1,0 a -0,3. No caso do campo sintético de

salinidade, os coeficientes também não reconstróem toda a variabilidade dos dados observados (GUINEHUT *et al.*, 2012).

Apenas 50% da variância do campo de temperatura foi reconstruído a partir dos dados de SST e DH e do método estatístico. No caso do campo de salinidade, foram apenas 20%-30%. Para diminuir esse erro, os campos sintéticos de temperatura e salinidade foram associados à climatologia ARIVO através de uma interpolação otimizada. Os dados *in situ* (2ª etapa) reduziram a diferença entre o campo termohalino sintético e as observações em até 20% para o campo de temperatura e em até 30% para o campo de salinidade (GUINEHUT *et al.*, 2012).

Assim, apesar dos índices de correlação serem elevados e conseguirem reconstruir os campos termohalinos de forma realista, há uma divergência relacionada à variabilidade de mesoescala entre o ARMOR3D e os dados do Argo. Essa divergência está associada aos erros e limitações dos coeficientes de correlação, tendo consequências diretas no campo de velocidade geostrófica.

6.2. Comparação do campo termohalino do ARMOR3D com dados *in situ* do CCHDO

Em seguida, foram comparados os campos de temperatura e salinidade do ARMOR3D com as duas seções amostradas pelo programa CCHDO no Atlântico Sul, na latitude 24°S e 30°S. A latitude 24°S foi amostrada durante o período de 7 de março de 2009 a 21 de abril de 2009, enquanto que a latitude 30°S foi amostrada durante o período de 26 de setembro de 2011 a 31 de outubro de 2011. Para cada seção, foi realizada a média temporal dos campos de temperatura e salinidade do ARMOR3D no período correspondente à amostragem do programa CCHDO. O objetivo foi avaliar a acurácia do campo termohalino do ARMOR3D em relação a dados reais de temperatura e salinidade.

Os dados de temperatura e salinidade do ARMOR3D apresentaram uma elevada semelhança com os campos do CCHDO (Figuras 6, 7, 8 e 9). No entanto, como já observado nas comparações anteriores com o Argo, as seções do ARMOR3D parecem ser mais alisadas e menos ruidosas. Parte dessa diferença entre os campos pode estar relacionada ao erro de representação.

Como definido por Oke & Sakov (2008), o erro de representação é a componente do erro relacionada à não-resolução de alguns processos e escalas devido a uma limitação na resolução espacial e temporal. A resolução espacial e

temporal do ARMOR3D ($1/4^\circ$, semanal) é elevada e superior à resolução do Argo ($1^\circ \times 1^\circ$, 10 dias) e à do CCHDO ($1/2^\circ$). No entanto, os coeficientes de expansão do ARMOR3D foram calculados a partir dos dados do Argo, que possuem baixa resolução, fazendo com que a representatividade dos processos de mesoescala do ARMOR3D seja dependente das limitações do Argo em termos de resolução.

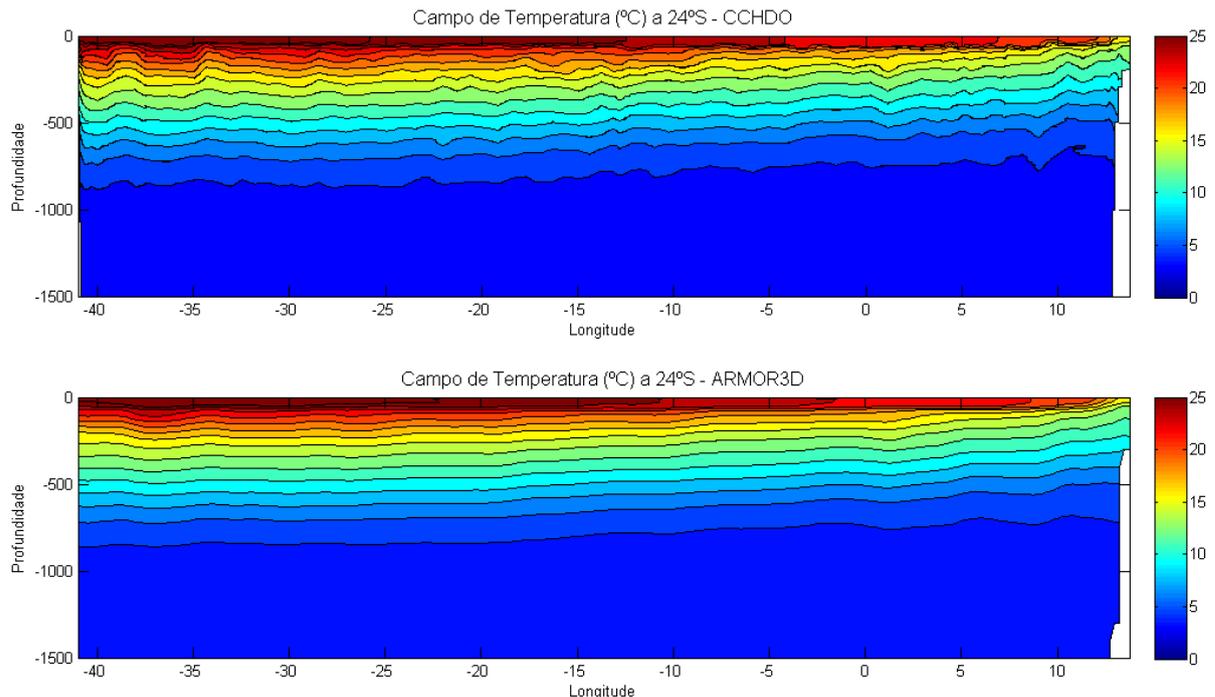


Figura 6. Campo de temperatura do CCHDO e do ARMOR3D na latitude 24°S .

Segundo Guinehut *et al.* (2004), o alisamento dos campos de temperatura e salinidade, ou a redução dos ruídos relacionados à variabilidade de mesoescala, é fundamental na representação dos fenômenos de larga escala de baixa frequência. Por essa razão, fenômenos de frequência mais elevada, como os processos de mesoescala, não são representados corretamente nesse caso. Entretanto, em termos de larga escala, o ARMOR3D reproduz de maneira eficiente a variabilidade das camadas de água.

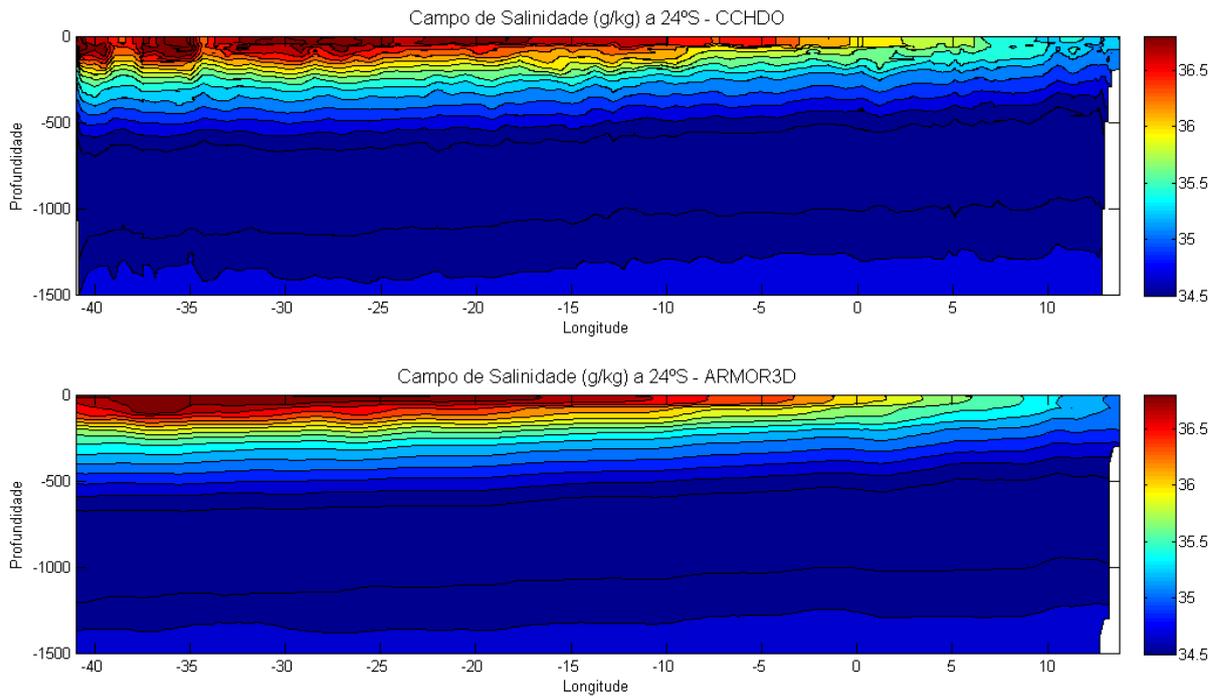


Figura 7. Campo de salinidade do CCHDO e do ARMOR3D na latitude 24°S.

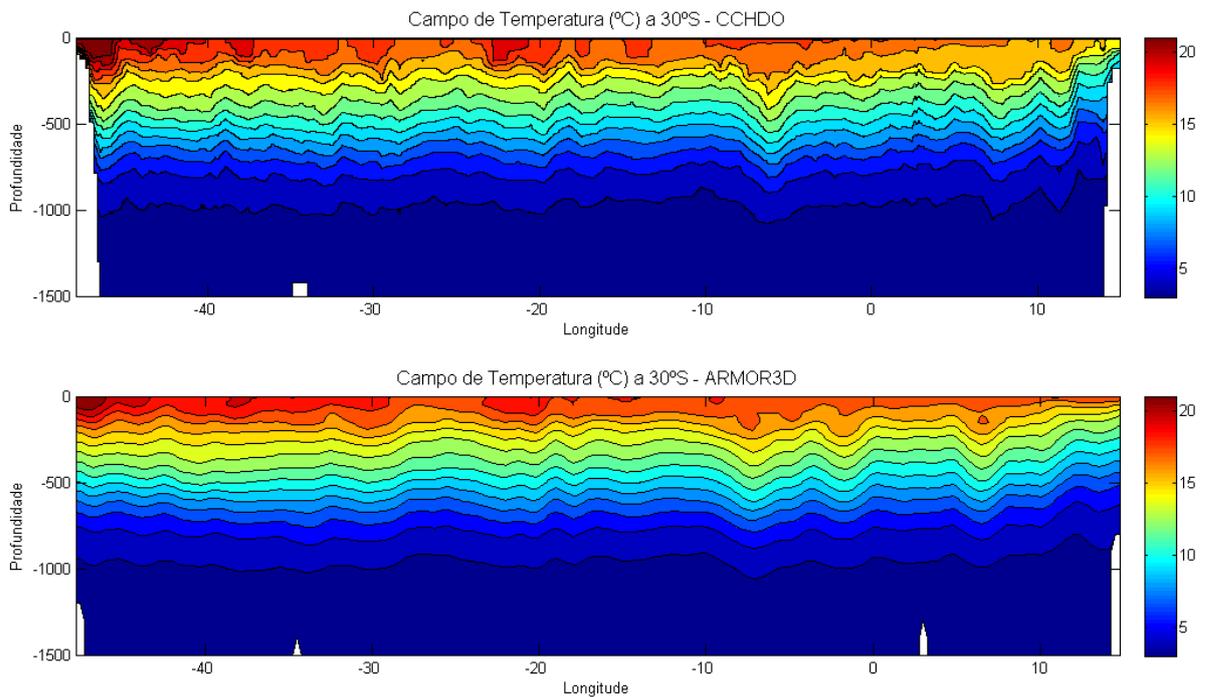


Figura 8. Campo de temperatura do CCHDO e do ARMOR3D na latitude 30°S.

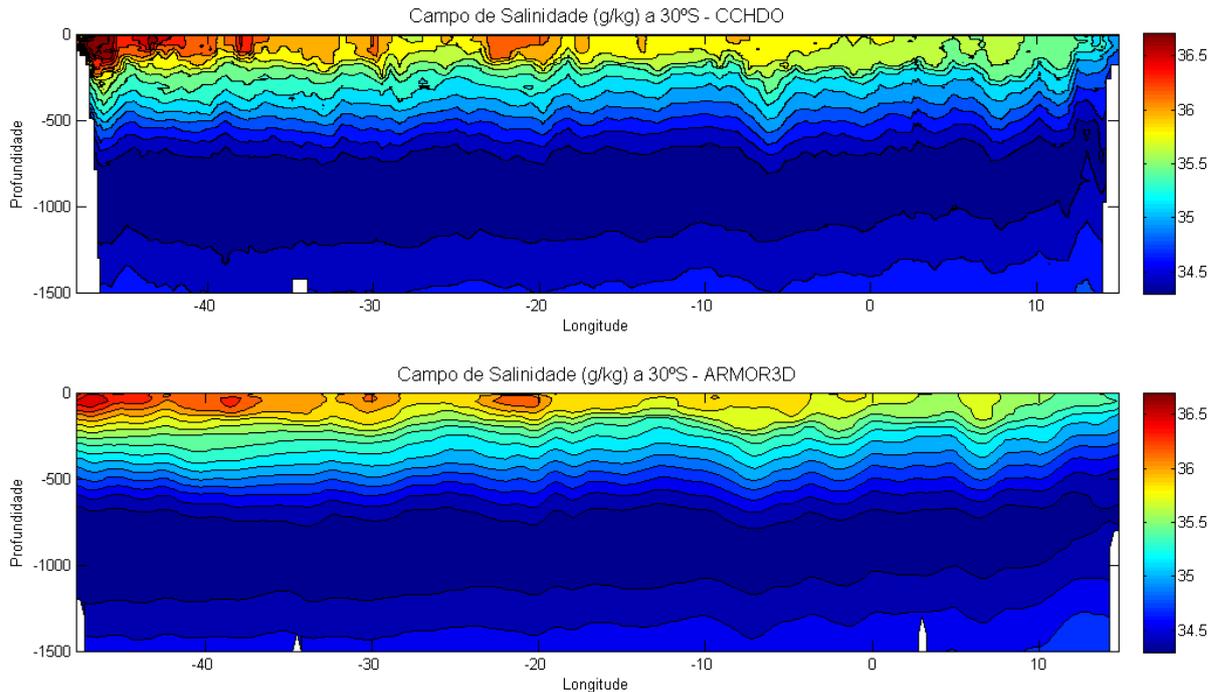


Figura 9. Campo de salinidade do CCHDO e do ARMOR3D na latitude 30°S.

6.3. Comparação do ARMOR3D com as reanálises SODA e GLORYS2V3

Foram calculados e comparados os campos de velocidade meridional do SODA e do ARMOR3D na latitude 34,5°S (de 52°W a 18°E) no ano de 2002, da superfície a 1500m, bem como o campo de velocidade geostrófica absoluta do SODA, gerado a partir das velocidades superficiais e do campo termohalino do SODA, com o objetivo de analisar a sua geostrofia.

As equações do vento térmico conseguiram reconstruir parcialmente os campos de velocidade do SODA (Figura 10). As correntes de contorno oeste e leste foram reconstruídas de forma muito semelhante ao produto original. A Correntes de Benguela e a Corrente do Brasil do SODA original e do SODA geostrófico se estenderam até as mesmas profundidade, 800m e 700m, e apresentaram mesma magnitude, $0,2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $-0,2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente.

No entanto, no interior do oceano as diferenças são muito visíveis, onde grande parte das correntes geostróficas é quase nula. Pode-se afirmar que grande parte da dinâmica do SODA no interior do oceano não é geostrófica. Isso pode estar relacionado ao fato do SODA não assimilar dados de satélite da anomalia do nível do mar - para estimar as correntes geostróficas, o SODA calcula a altura dinâmica do oceano a partir de dados *in situ*.

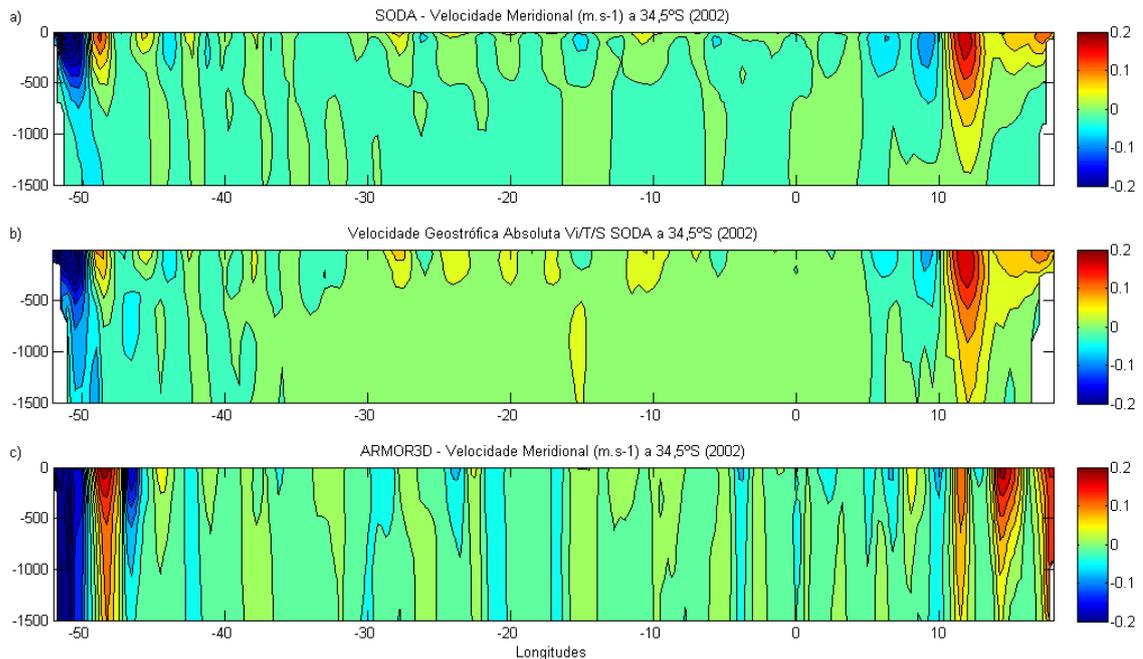


Figura 10. Campos de velocidade meridional na latitude 34,5°S no ano de 2002, a) velocidade meridional do SODA, b) velocidade geostrófica absoluta do SODA, e c) velocidade meridional do ARMOR3D.

O SODA e o ARMOR3D não apresentaram muitas semelhanças no interior do oceano no ano de 2002. No interior do oceano, as velocidades do ARMOR3D são conservadas ao longo das profundidades, apresentando uma tendência mais barotrópica, ao contrário do campo de velocidade do SODA que possui um aspecto mais baroclínico. Essa tendência barotrópica do ARMOR3D está relacionada ao alisamento do campo termohalino. A ausência de ruídos faz com que os gradientes de densidade sejam mais suaves, diminuindo a variabilidade das velocidades geostróficas.

Com o objetivo de avaliar a eficiência das equações do vento térmico na reconstrução da dinâmica oceânica, foi calculado o campo de velocidade geostrófica associada aos dados do GLORYS2V3. Para tal, foram utilizados apenas os dados de velocidade superficial e o campo de densidade do GLORYS2V3 aplicados às equações do vento térmico. Como realizado no ARMOR3D, o nível de referência usado para o cálculo das velocidades geostróficas absolutas foi a superfície. As velocidades geostróficas absolutas do GLORYS2V3 foram estimadas na seção 34,5°S, de 52°W a 18°E, da superfície à 1500m, no ano de 2002.

As equações do vento térmico associadas aos dados do GLORYS2V3 conseguiram reconstruir de maneira eficiente as mesmas amplitudes e variabilidade

do campo de velocidade do GLORYS2V3, tanto nas bordas quanto no interior do oceano (Figura 11). Assim, pode-se afirmar que o GLORYS2V3 possui uma dinâmica mais geostrófica do que o SODA.

Como já citado anteriormente, as velocidades geostróficas do ARMOR3D foram calculadas a partir do campo termohalino do ARMOR3D e de velocidades de corrente de superfície, aplicados às equações do vento térmico. Em estudos mais antigos, devido à falta de dados de velocidade de corrente, as velocidades geostróficas eram calculadas assumindo um nível de não-movimento no oceano. Procurou-se então analisar as vantagens do uso de um nível de referência, cujas velocidades são conhecidas, em relação ao uso de um nível de não-movimento. Para tal, foi calculado o campo de velocidade geostrófica relativa ao nível de não-movimento aplicando o campo de densidade do ARMOR3D nas equações do vento térmico, na latitude 34,5°S e no ano de 2002 e assumindo um nível de não-movimento a 1500m.

O Figura 11.a mostra as velocidades geostróficas calculadas a partir do campo termohalino do ARMOR3D assumindo um nível de não-movimento a 1500m. As correntes mais superficiais foram reconstruídas, no entanto, de 1000m a 1500m, as velocidades são próximas de zero.

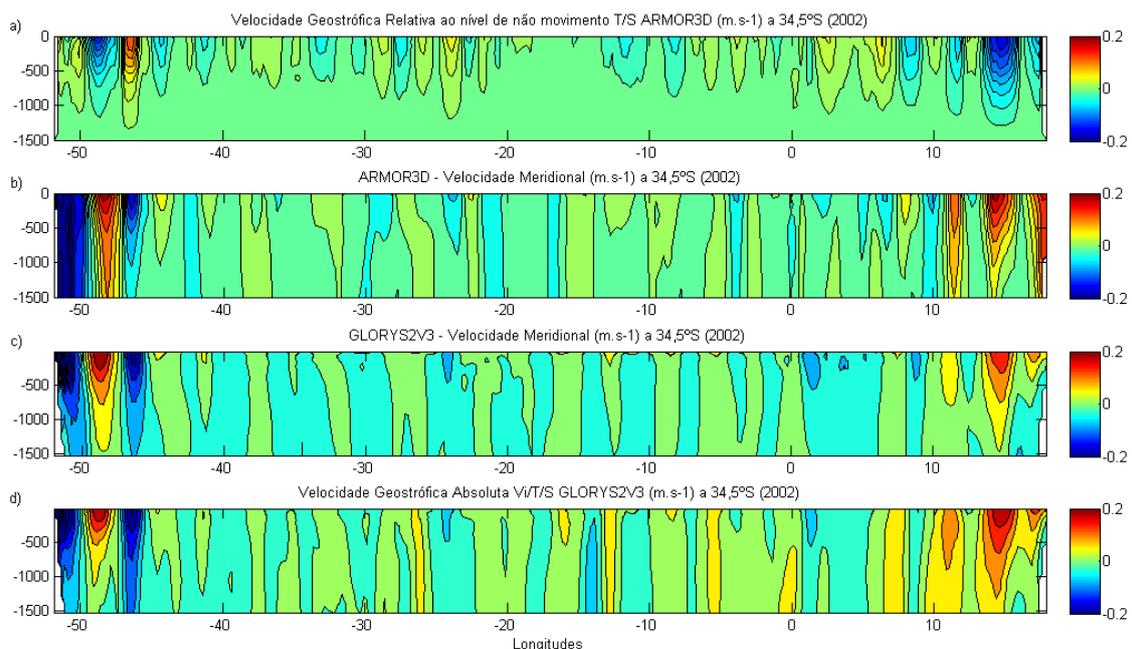


Figura 11. Campos de velocidade na latitude 34,5°S no ano de 2002, a) velocidade geostrófica relativa ao nível de não movimento de 1500m do ARMOR3D, b) velocidade meridional do ARMOR3D, c) velocidade meridional do GLORYS2V3.

As velocidades geostróficas relativas do ARMOR3D apresentaram correntes mais baroclínicas, diferentemente do ARMOR3D que apresenta velocidades mais barotrópicas. De fato, segundo Mulet *et al.*, (2012), as velocidades calculadas a partir de nível de não-movimento (1500m) apenas reconstroem a componente baroclínica da circulação relativa àquela profundidade, enquanto que o ARMOR3D possui as duas componentes da circulação oceânica: a barotrópica e a baroclínica.

Em seguida, com o propósito de comparar os três modelos simultaneamente, foram calculados os campos mensais de velocidade meridional do ARMOR3D, do SODA e do GLORYS2V3 na latitude 34,5°S de janeiro de 2002 a janeiro de 2010. Para tal comparação, foi aplicada a técnica estatística de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), determinando e comparando assim os principais modos de variabilidade dos campos de velocidade dos três produtos. A técnica estatística de EOF tem por objetivo decompor o conjunto de dados em modos ortogonais que representem a maior parte da variância presente nos dados originais, reduzindo-se de forma eficiente o número de variáveis (WILKS,2011).

Para cada modo de variabilidade (1º, 2º e 3º), foram calculados os coeficientes de correlação de Pearson entre as séries temporais dos três produtos. O coeficiente de correlação de Pearson (r) é a razão entre a covariância de duas variáveis pelo produto dos desvios-padrão de cada uma delas. Este coeficiente pode variar de -1 a +1 e mostra a intensidade da relação linear entre as duas variáveis estudadas. O coeficiente de determinação, igual a r^2 , representa o percentual da variância de uma das variáveis que pode ser explicado a partir do comportamento da outra.

O primeiro modo de variabilidade do ARMOR3D apresentou grandes semelhanças com o primeiro modo do GLORYS2V3 (Figura 12). No interior do oceano, os dois produtos possuem velocidades com a mesma posição geográfica e mesma magnitude, apresentando uma alternância de bandas de velocidade positiva e negativa. Na costa leste, os dois produtos representaram de forma similar a variabilidade da Corrente de Benguela, que se propaga em direção ao norte e se estende da superfície à 1000m, com velocidade igual a $0,15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. A série temporal dos dois produtos também variou de forma análoga, contrariamente ao SODA.

A variância explicada pelo primeiro modo de variabilidade e a correlação entre os produtos corroboram essa semelhança. O primeiro modo de variabilidade explica 15,5% da variância do campo de velocidade do ARMOR3D e 16% da variância do

GLORYS2V3, enquanto que apenas 10,6% da variabilidade do SODA é explicada pelo primeiro modo (Tabela 2). A correlação entre o ARMOR3D e o GLORYS2V3 foi de 0,57 com um intervalo de confiança de 95% (Tabela 3). Em contrapartida, a correlação entre o ARMOR3D e o SODA e entre o GLORYS2V3 e o SODA foi de -0,30 e -0,19, respectivamente.

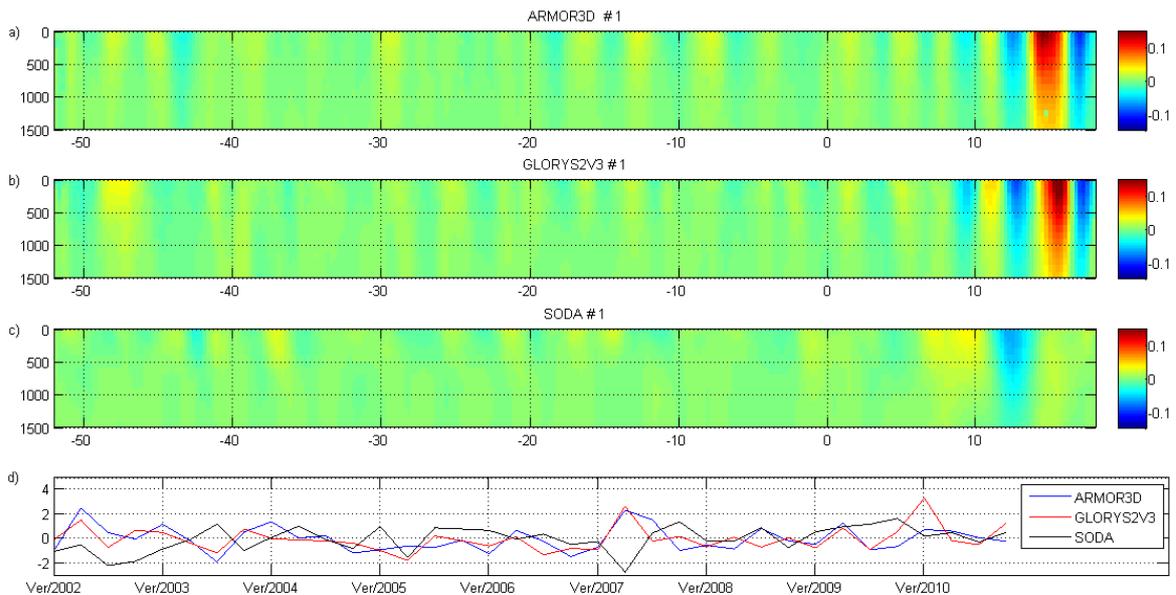


Figura 12. Primeiro modo de Variabilidade do Campo de Velocidade Meridional na Seção 34,5°S dos produtos a) ARMOR3D, b) GLORYS2V3 e c) SODA; d) Série temporal do primeiro modo de variabilidade do campo de velocidade meridional a 34,5°S dos produtos ARMOR3D, GLORYS2V3.

O segundo e o terceiro modo de variabilidade também apresentaram semelhanças elevadas entre o ARMOR3D e o GLORYS2V3 (Figura 13 e 14). A variância explicada pelo segundo modo do ARMOR3D foi de 13,4% e do GLORYS2V3 foi de 12,6%. Já o SODA apresentou variância significativamente inferior ao dos dois produtos, igual a 7,9%. O coeficiente de correlação entre o ARMOR3D e o GLORYS também foi elevado. Os dois produtos apresentaram correlação de 0,53 para o segundo modo e de 0,73 para o terceiro modo, com um intervalo de confiança de 95%. Já a correlação entre o ARMOR3D e o SODA e entre o GLORYS2V3 e o SODA foi de 0,02 e -0,09 para o segundo modo, e de -0,14 e -0,09 para o terceiro modo, respectivamente.

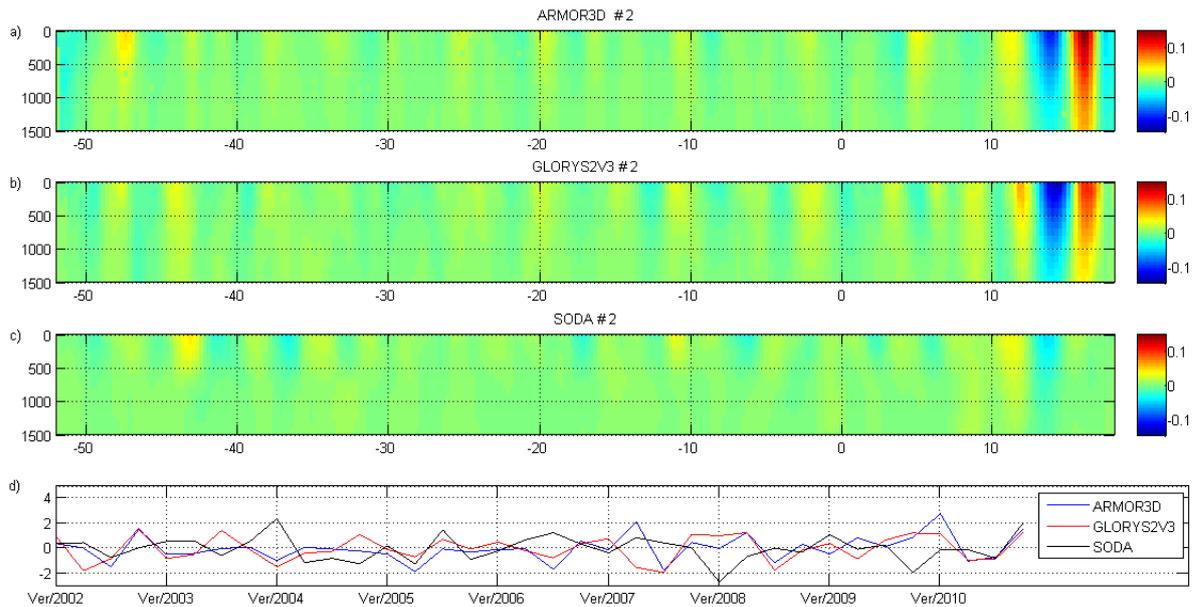


Figura 13. Segundo modo de Variabilidade do Campo de Velocidade Meridional na Seção 34,5°S dos produtos a) ARMOR3D, b) GLORYS2V3 e c) SODA; d) Série temporal do segundo modo de variabilidade do campo de velocidade meridional a 34,5°S dos produtos ARMOR3D, GLORYS2V3.

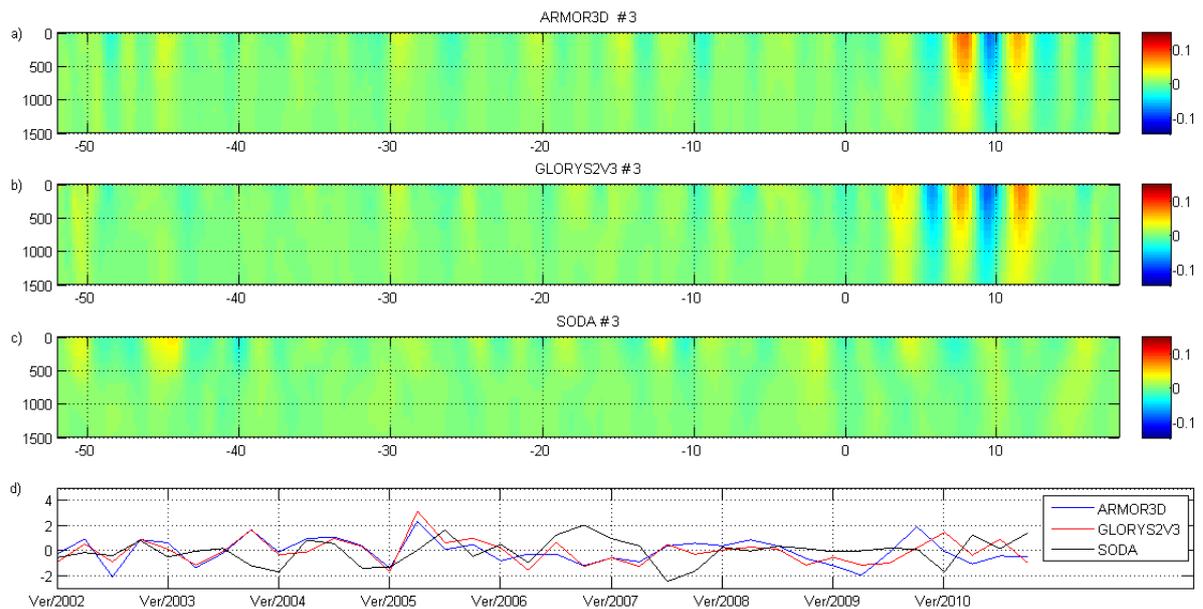


Figura 14. Terceiro modo de Variabilidade do Campo de Velocidade Meridional na Seção 34,5°S dos produtos a) ARMOR3D, b) GLORYS2V3 e c) SODA; d) Série temporal do terceiro modo de variabilidade do campo de velocidade meridional a 34,5°S dos produtos ARMOR3D, GLORYS2V3.

Tabela 2. Variância (%) determinada por cada modo

Modos	ARMOR3D	GLORYS2V3	SODA
#1	15,5389	15,9821	10,6268
#2	13,4210	12,6386	7,9047
#3	6,8531	7,6486	7,3838

Tabela 3. Coeficiente de correlação entre os produtos para os três primeiros modos de variabilidade

Modos	ARMOR3D x GLORYS2V3	SODA x ARMOR3D	SODA x GLORYS2V3
#1	0,5733	-0,3028	-0,1916
#2	0,5274	0,0232	-0,2476
#3	0,7327	-0,1409	-0,0934

As diferenças entre os três produtos tem origem na metodologia utilizada. Os produtos diferem principalmente nos dados assimilados, na resolução espacial e temporal e no modelo implementado. A tabela 4 mostra de forma resumida as principais diferenças na metodologia dos produtos.

Um fator importante na metodologia é o tipo de modelo usado. O SODA e o GLORYS2V3 assimilam modelos que estimam os campos de velocidade a partir da resolução das equações de Navier-Stokes e das equações de conservação de calor, massa e sal. Em contrapartida, o ARMOR3D despreza a aceleração local e os termos não-lineares - ou seja, os termos advectivos e de atrito - restando apenas os termos força gradiente de pressão e força de Coriolis. A partir das equações do vento térmico, deduzidas do equilíbrio geostrófico, o ARMOR3D calcula as velocidades geostróficas.

Os termos quadráticos podem ser desprezados na teoria, no entanto, na prática, eles são responsáveis pela perturbação e instabilidade do sistema. Como o ARMOR3D despreza os termos não-lineares, parte da variabilidade de mesoescala e vórtices não são calculados.

Outra diferença relevante na metodologia está relacionada aos dados assimilados: o GLORYS2V3 e o ARMOR3D assimilam dados de satélite, de anomalia do nível do mar e temperatura da superfície do mar. Em contrapartida, a reanálise SODA calcula a altura dinâmica a partir de perfis de temperatura e salinidade, não assimilando nenhum dado de satélite.

Por fim, a resolução espacial do ARMOR3D e do GLORYS2V3 é duas vezes superior à resolução do SODA. O SODA possui uma resolução $1/2^{\circ} \times 1/2^{\circ}$ enquanto que o GLORYS2V3 e o ARMOR3D possuem resolução de $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$.

Para que um modelo consiga resolver a variabilidade do sistema, a resolução espacial deve ser superior ou igual ao Raio de Deformação de Rossby da área

estudada. O Raio de Deformação de Rossby tem um papel importante na circulação oceânica extratropical de larga escala, ele define o comprimento da variabilidade baroclínica a partir do qual a vorticidade planetária é maior do que a vorticidade relativa, ou seja, o comprimento a partir do qual Coriolis passar a influenciar no movimento.

Segundo Chelton *et al.* (1998), para latitudes superiores a 5°S ou -5°S, o raio de deformação de Rossby é expresso por:

$$Rd = \frac{c}{f} = \frac{\sqrt{gH}}{f} \quad [21]$$

Onde c é a velocidade de propagação das ondas de gravidade, g é a aceleração da gravidade, H é a profundidade da coluna de água e f é o parâmetro de Coriolis.

O Raio de Deformação de Rossby é inversamente proporcional ao parâmetro de Coriolis. Quanto mais distante do equador, menor será o Raio de Deformação de Rossby e maior deverá ser a resolução do modelo para resolver vórtices.

Na latitude 34,5°S, o raio de deformação de Rossby é de aproximadamente 30 km (CHELTON, *et al.*, 1998). A resolução do produto GLORYS2V3 é de ¼°. Na latitude 34,5°S essa distância corresponde a 22,9 km, portanto o GLORYS2V3 possui resolução suficiente para permitir a formação dos vórtices que ocorrem nessa região. É importante ressaltar que essa resolução permite a formação, porém não resolve a física que está envolvida na formação dos vórtices. Apesar do ARMOR3D possuir a mesma resolução do GLORYS2V3, o ARMOR3D não permite a formação de grande parte dos vórtices nessa seção devido à limitação da resolução dos coeficientes de expansão. No entanto, a alta resolução do ARMOR3D lhe permite calcular as menores variações de densidade na coluna de água, aumentando os detalhes do cálculo das velocidades. Em contrapartida, o SODA não tem resolução suficiente para permitir a formação de toda a variabilidade de mesoescala que acontece nessa latitude.

Segundo Dotto *et al.* (2014), para otimizar uma reanálise, as melhorias na parametrização são tão importantes quanto o aumento da resolução horizontal. A resolução espacial é, portanto, um fator determinante na representação dos oceanos. Além da resolução espacial, a resolução temporal também é importante na formação dos processos oceânicos. O ARMOR3D possui um resolução temporal

superior às duas reanálises: a saída de dados do ARMOR3D é semanal enquanto que o SODA e o GLORYS2V3 possuem saídas mensais.

Além das diferenças na metodologia, as divergências apresentadas entre os três produtos também podem estar associadas ao erros intrínsecos a cada produto. Todos os sistemas de assimilação de dados são afetados por erros associados às seguintes etapas: entrada de dados, aproximações relacionadas às observações *in situ*, limitações na assimilação de modelos e na assimilação de sua própria metodologia (DEE *et al.*, 2005).

Tabela 4. Resumo das principais diferenças entre as metodologias do ARMOR3D, do GLORYS2V3 e do SODA.

Produto	Modelo Oceânico	Resolução Espacial e Temporal	Modelo de Gelo Marinho	Forçante Atmosférica	Método de Assimilação de dados	Dados Assimilados	Período
ARMOR3D (MULET <i>et al.</i> , 2012; GUINEHUT <i>et al.</i> , 2012)	-	1/4° x 1/4°, 33 níveis, saídas semanais	-	-	Equações do vento térmico (MULET <i>et al.</i> , 2012) e método estatístico de regressão linear múltipla (GUINEHUT <i>et al.</i> , 2012)	Perfis de T e S do Argo e da climatologia ARIVO, TSM do REYNOLDS 1/4°, Corrente Geostrofica de Superfície do centro SSALTO/DUACS e Topografia Dinâmica Média do CMDT RIO05 [MULET <i>et al.</i> , 2012; GUINEHUT <i>et al.</i> , 2012]	1993 - 2011
SODA 2.2.4 (CARTON e GIESE, 2008; GIESE e RAY, 2011)	Parallel Ocean Program POP2 (SMITH <i>et al.</i> , 1992)	1/2° x 1/2°, 40 níveis, saídas mensais	-	Fluxos de calor, momento e água doce do 20Cv2 (COMPO <i>et al.</i> , 2011)	Filtro de Kalman (CARTON e GIESE, 2008)	TSM do ICOADS 2.5 e perfis de T e S do WOD09 (VOS, WOCE, TAO/TRITON, GDP e Argo) [GIESE e RAY, 2011]	1871-2010
GLORYS2V3 (FERRY <i>et al.</i> , 2012; FERRY <i>et al.</i> , 2014)	NEMO3.1 (MADEC, 2008) com configuração ORCA025_LIM.	1/4° x 1/4°, 75 níveis, saídas mensais	LIM2 com uma formulação reológica Elástica - Viscosa - Plástica (FERRY <i>et al.</i> , 2012)	ERA-Interim com correções dos fluxos radioativos e de precipitação (FERRY <i>et al.</i> , 2012)	Filtro de Kalman (FERRY <i>et al.</i> , 2014)	TSM do REYNOLDS 0,25° (AVHRR), SSH da AVISO e perfis de T e S do CORA3.3 - CORIOLIS (NODC, WOCE, GTS, ICES, TAO/TRITON, PIRATA e Argo), [FERRY <i>et al.</i> , 2014]	1993 - 2012

6.4. Transporte de massa, sal e calor na latitude 34,5°S

As séries temporais do transporte de massa do ARMOR3D e do GLORYS2V3 no interior da bacia do Atlântico Sul oscilaram de forma semelhante (Figura 15). De 1993 a 2011, o Transporte de massa líquido do ARMOR3D no interior do oceano variou de -25,5Sv a 41,5Sv, com um transporte médio de $8,0\text{Sv} \pm 11,8\text{Sv}$, enquanto que o GLORYS2V3 apresentou um transporte variando de -33,7Sv a 50,3Sv, com um transporte médio igual a $9,3\text{Sv} \pm 15,5\text{Sv}$. Já o transporte calculado a partir do SODA variou de -32,4Sv a 41,1Sv com um transporte médio de $12,1\text{Sv} \pm 13,4\text{Sv}$ (Tabela 5).

Essa semelhança entre o GLORYS2V3 e o ARMOR3D pode ser confirmada pela correlação entre as séries temporais dos dois produtos. A correlação entre as séries do GLORYS2V3 e do ARMOR3D foi de 0,77 (Tabela 8), ou seja, 60% da variabilidade do GLORYS2V3 é explicada pela variabilidade do ARMOR3D. Em contrapartida, as correlações entre as séries do ARMOR3D e do SODA e do GLORYS2V3 e do SODA apresentaram valores muito inferiores, 0,09 e 0,10, respectivamente (Tabela 7).

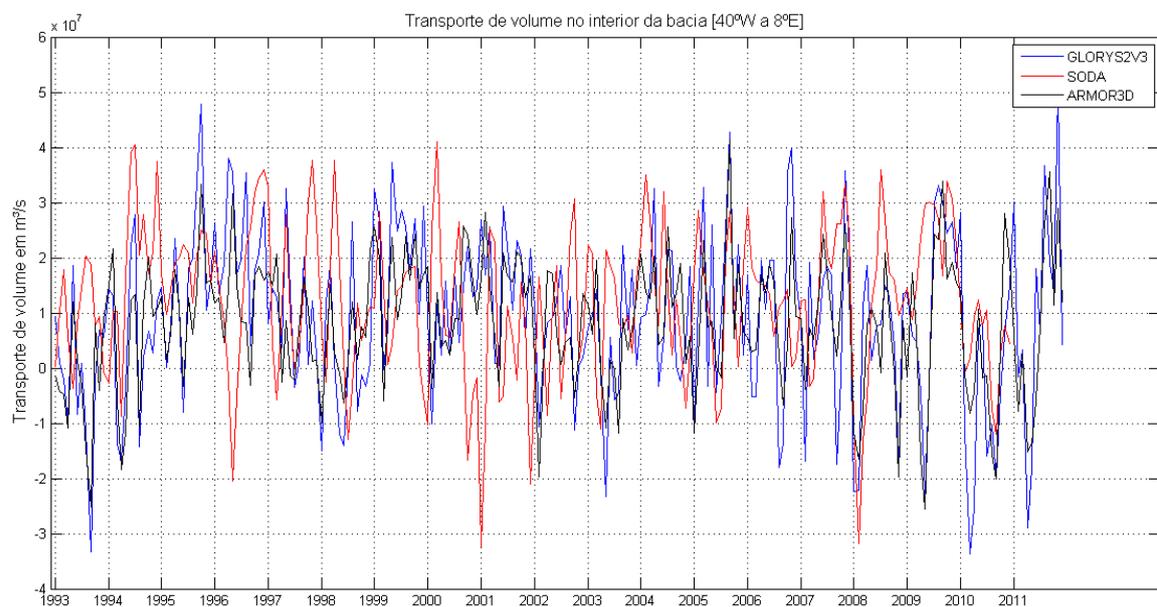


Figura 15. Série temporal do transporte de massa no interior do oceano (40°W – 8°E) na latitude 34,5°S relativa aos produtos ARMOR3D, SODA e GORYS2V3.

Tabela 5. Transporte de massa no interior do oceano a 34,5°S em Sv

	ARMOR3D	GLORYS2V3	SODA
Máximo	41,5	50,3	41,1
Mínimo	-25,5	-33,7	-32,4
Média	8,0	9,3	12,1
Desvio padrão	11,8	15,5	13,4

Dong *et al.* (2009) estimou o transporte de massa médio no interior do oceano na latitude 35°S, no período de 2002 a 2007. Para fins comparativos, foi calculado o transporte de massa utilizando os dados do ARMOR3D no mesmo período de tempo e no mesmo intervalo longitudinal escolhido por Dong *et al.* (2009), de 48°W a 3°E. Nessa seção, o transporte de massa do ARMOR3D variou entre -42,1Sv e 71,6Sv, com um valor médio de 16,7Sv \pm 30,1Sv. Esse valor está em concordância com o valor encontrado por Dong *et al.* (2009), igual a 16,5Sv \pm 6,3Sv. No entanto, há uma diferença considerável entre os desvios padrões.

O elevado valor do desvio padrão do ARMOR3D pode estar relacionado ao intervalo longitudinal escolhido por Dong *et al.* (2009) para realizar a integração do transporte, de 48°W a 3°E. Esse intervalo escolhido para definir o interior do oceano foi estimado baseando-se na orientação das correntes e na batimetria do fundo oceânico. A longitude 48°W é o limite entre as correntes que fluem para o sul, a oeste de 48°W, e as correntes que fluem para o norte, a leste de 48°W. A longitude 3°E é localização na extremidade oeste do Walvis Ridge (DONG *et al.*, 2009). No entanto, há discordâncias sobre o limite entre as correntes de contorno e o interior do oceano.

A Corrente do Brasil flui em direção ao sul até aproximadamente 37°S-38°S, latitude na qual ocorre o encontro com a Corrente das Malvinas provocando o deslocamento da CB em direção ao interior do oceano (GARZOLI; GARRAFFO, 1989). A Confluência Brasil-Malvinas (CBM) está associada a uma intensa atividade vortical e processos de instabilidade de mesoescala, que alteram a dinâmica oceânica próxima à área de encontro das duas correntes. Em suma, estudos mostraram através de dados altimétricos que a CBM apresenta uma intensa variabilidade sazonal, com flutuações meridionais de até 3° e zonais de até 6°

(GONI; WAINER, 2001). Ela se desloca em direção ao norte durante o inverno austral e em direção ao sul no verão austral (MATANO *et al.*, 1994). Desta forma, as instabilidades oriundas da CBM afetam a dinâmica da seção 34,5°S. O ARMOR3D é um produto geostrófico e, portanto, não calcula essas variabilidades de mesoescala oriundas de uma instabilidade geofísica.

O ARMOR3D apresentou um transporte de massa elevado em direção ao norte na borda leste da bacia do Atlântico Sul, variando de -2,4Sv a 74,5Sv, com um transporte médio de 39,5Sv \pm 12Sv (Figura 16). Esse fluxo possui duas componentes: ele é composto pela Corrente de Benguela e pela Retroflexão da Corrente das Agulhas (PETERSON; STRAMMA, 1991; BAKER-YEBOAH *et al.*, 2010; BEAL *et al.*, 2011).

No entanto, como esperado, a variabilidade temporal do transporte de massa do ARMOR3D na borda leste não apresentou muita semelhança com a variabilidade dos produtos GLORYS2V3 e SODA. O transporte calculado com os dados do GLORYS2V3 oscilou de -5,4Sv a 65,4Sv, com um transporte médio de 30,6Sv \pm 11,4Sv, enquanto que o transporte calculado a partir do SODA variou de -0,49Sv a 69,1Sv, com um valor médio igual a 28,1Sv \pm 10,6Sv.

A correlação entre o ARMOR3D e o GLORYS2V3 apresentou um valor elevado, igual a 0,66, porém inferior à correlação encontrada no interior do oceano entre esses dois produtos. A correlação entre o ARMOR3D e o SODA e entre o GLORYS2V3 e o SODA foi, nos dois casos, igual a -0,032.

Os transportes líquidos do SODA e do GLORYS2V3 na borda leste estão em concordância com o transporte encontrado por Dong *et al.* (2009), de 29,2Sv \pm 5,2Sv, na latitude 35°S. Esses resultados apenas reforçam a ideia de que o ARMOR3D não estima de forma eficiente e realista as correntes localizadas próximas às costas.

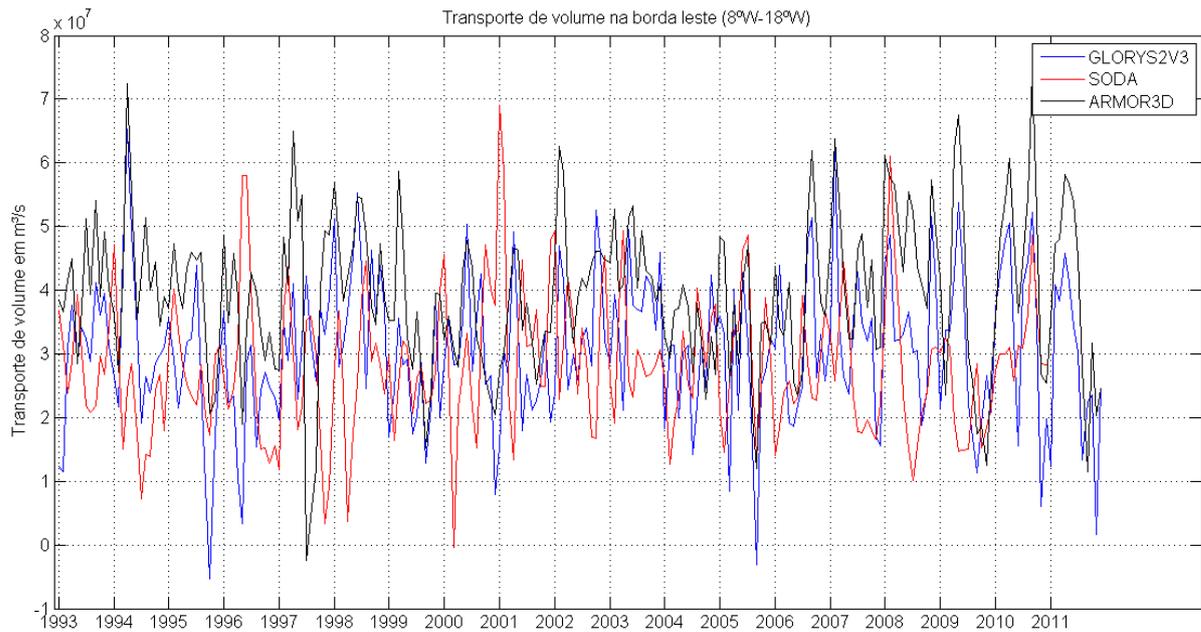


Figura 16. Série temporal do transporte de massa na borda leste do oceano (8°E – 18°E) na latitude 34,5°S relativa aos produtos ARMOR3D, SODA e GLORYS2V3.

As diferenças entre os modelos são ainda mais visíveis na borda oeste, onde a série temporal do ARMOR3D aparece deslocada em relação às séries dos dois outros produtos (Figura 17). Na borda oeste, o transporte de massa calculado a partir dos dados do ARMOR3D oscilou de -70,3Sv a -15,7Sv, com um transporte médio de $-43,9\text{Sv} \pm 10,5\text{Sv}$. Esse alto valor negativo do transporte de massa é relativo ao fluxo da Corrente do Brasil em direção ao sul. Já os transportes calculados a partir dos dados do GLORYS2V3 e do SODA oscilaram de -53,4Sv a 9,6Sv e de -36,5Sv a -4,1Sv, com um transporte médio de $-21,9\text{Sv} \pm 10,5\text{Sv}$ e $-21,1\text{Sv} \pm 5,6\text{Sv}$, respectivamente.

Da mesma forma que na borda leste, a correlação do transporte de massa na borda oeste entre os três produtos foi pequena. A correlação entre o ARMOR3D e o GLORYS2V3 foi de 0,45, enquanto que a correlação entre o ARMOR3D e o SODA e o GLORYS2V3 e o SODA foi de 0,24 e 0,20, respectivamente.

Os transportes médios encontrados a partir dos dados do SODA e do GLORYS2V3 na borda oeste estão de acordo com trabalhos anteriores realizados na borda oeste da latitude 35°S. Peterson & Stramma (1991), Garzoli & Baringer (2007) e Garzoli *et al.* (2013) encontraram um transporte médio igual a -20Sv, -19Sv e $-19,4\text{Sv} \pm 4,3\text{Sv}$, respectivamente.

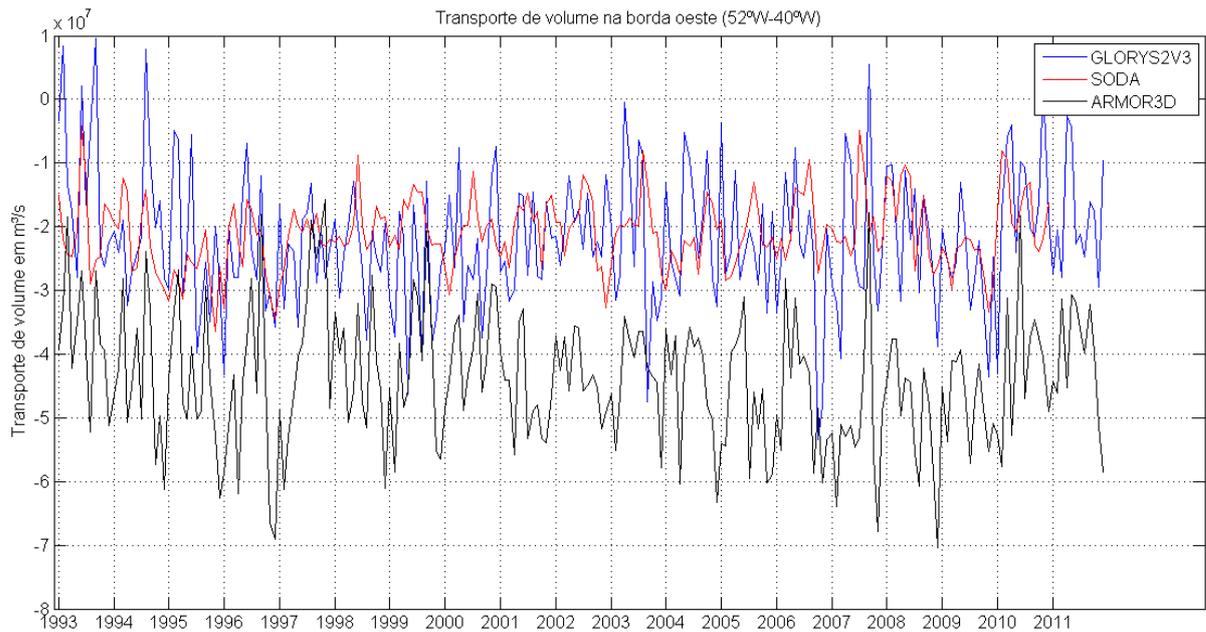


Figura 17. Série temporal do transporte de massa na borda oeste do oceano (52°W – 40°W) na latitude 34,5°S relativa aos produtos ARMOR3D, SODA e GLORYS2V3.

Enquanto que no interior da bacia oceânica, o ARMOR3D apresentou uma ótima correlação com o GLORYS2V3, nas bordas, como já esperado, as diferenças entre os transportes dos três produtos foram evidentes.

O fluxo meridional de massa possui duas componentes: a componente geostrófica e a ageostrófica. O fluxo geostrófico é válido apenas no interior do oceano, onde as correntes estão em equilíbrio geostrófico, longe das bordas continentais, do equador e da superfície do oceano. Próximo às bordas, os fenômenos ageostróficos ganham importância na dinâmica local.

As diferenças encontradas entre o ARMOR3D, o GLORYS2V3 e o SODA podem estar relacionadas ao transporte ageostrófico. Dentre as diferentes componentes do transporte ageostrófico, o de maior escala é o transporte de Ekman. No entanto, outros processos, como movimentos inerciais e vórtices, podem participar de maneira importante na dinâmica local (GARZOLI; BARINGER, 2007). Esses processos ocorrem, por exemplo, em zonas onde há encontro de correntes, como é o caso da CBM, e na Retroflexão da Corrente das Agulhas.

Além do mais, o ARMOR3D possui uma limitação em relação ao tipo de modelo que ele adota. Os modelos no geral podem ser estacionários ou dinâmicos. O campo termohalino sintético do ARMOR3D é um modelo estacionário. Portanto, as limitações associadas a esse tipo de modelo afetam diretamente a estimativa do

campo de velocidade geostrófica do ARMOR3D. Os modelos analíticos estacionários ignoram o efeito da instabilidade geofísica no processo de crescimento dos meandros e, conseqüentemente, na formação de vórtices. Em suma, a geração e o crescimento das ondas instáveis observadas na confluência Brasil-Malvinas e na retroflexão das agulhas são oriundas de uma instabilidade baroclínica, e a posterior formação e desprendimentos dos vórtices é governada por processos inteiramente não-lineares (FRANCISCO; DA SILVEIRA, 2004). Por essas razões, o ARMOR3D não calcula as instabilidades vorticais nas duas bordas do Atlântico Sul, aumentando o erro dos cálculos dos transportes de massa, sal e calor.

No intuito de avaliar o erro originado pelas limitações do ARMOR3D nos cálculos dos transportes ageostróficos, foi calculada a série temporal do transporte de massa do ARMOR3D somado ao transporte de Ekman (Figura 18). As séries temporais do ARMOR3D e do 'ARMOR3D + Ekman' não apresentaram diferenças marcantes. No entanto, a média do transporte de massa do ARMOR3D somada à velocidade de Ekman apresentou um valor mais próximo do GLORYS2V3 do que o transporte calculado anteriormente apenas com o ARMOR3D. A média do transporte de massa do 'ARMOR3D + Ekman' foi de $8,5\text{Sv} \pm 11,8\text{Sv}$, enquanto que o GLORYS2V3 apresentou uma média de $9,3\text{Sv} \pm 15,5\text{Sv}$. Em contrapartida, o transporte calculado apenas com o ARMOR3D apresentou um transporte de massa médio de $8,0\text{Sv} \pm 11,8\text{Sv}$. O coeficiente de correlação entre o GLORYS2V3 e o 'ARMOR3D + Ekman', igual a 0,78, também foi superior à correlação entre o GLORYS2V3 e o ARMOR3D, de 0,77.

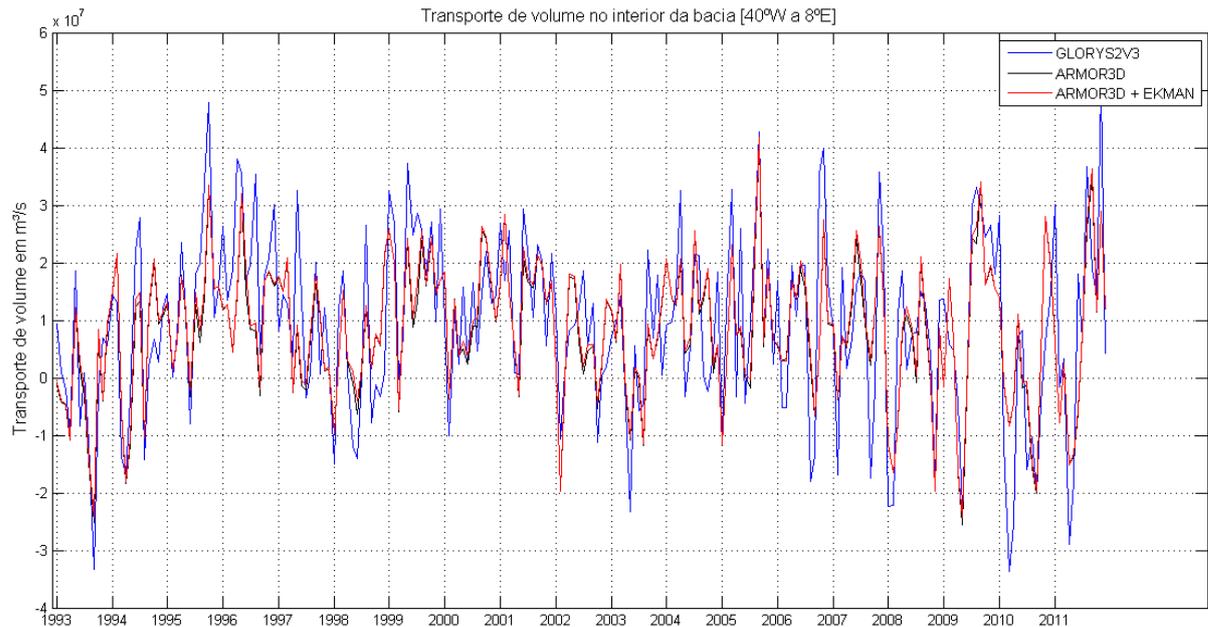


Figura 18. Série temporal do transporte de massa no interior da bacia oceânica (40°W – 8°E) na latitude 34,5°S relativa aos produtos GLORYS2V3, ARMOR3D e ARMOR3D+Ekman.

O transporte de calor no interior do oceano (Figura 19) calculado a partir dos dados do ARMOR3D oscilou de -1,34PW a 1,36PW, com um transporte médio de $0,19PW \pm 0,47PW$ (Tabela 6). Esse valor foi inferior ao transporte encontrado a partir do GLORYS2V3, que oscilou de -1,19PW a 1,72PW, com uma média de $0,29PW \pm 0,55PW$. No entanto, o coeficiente de correlação entre as duas séries foi muito elevado, igual a 0,81. A estreita relação entre o transporte de calor do ARMOR3D e do GLORYS2V3 apenas corrobora a boa correlação encontrada no cálculo do transporte de massa entre os dois produtos.

O SODA apresentou uma média elevada do transporte de calor, igual a $0,43PW \pm 0,59PW$, com uma oscilação entre -1,89PW e 1,60PW. Os coeficientes de correlação entre o ARMOR3D e o SODA e entre o GLORYS2V3 e o SODA foram de 0,07 e 0,13, respectivamente, significativamente inferior ao coeficiente de correlação entre o ARMOR3D e o GLORYS2V3.

Dong *et al.* (2009) estimou o fluxo de calor no interior do oceano, de 48°W a 3°E, e encontrou um transporte médio de calor de $0,80PW \pm 0,35PW$. O transporte de calor encontrado usando o ARMOR3D nas mesmas longitudes e mesmo intervalo temporal oscilou de -1,14PW a 1,98PW, com um transporte médio de $0,35PW \pm 0,51PW$. Esse valor é significativamente inferior à média encontrada por Dong.

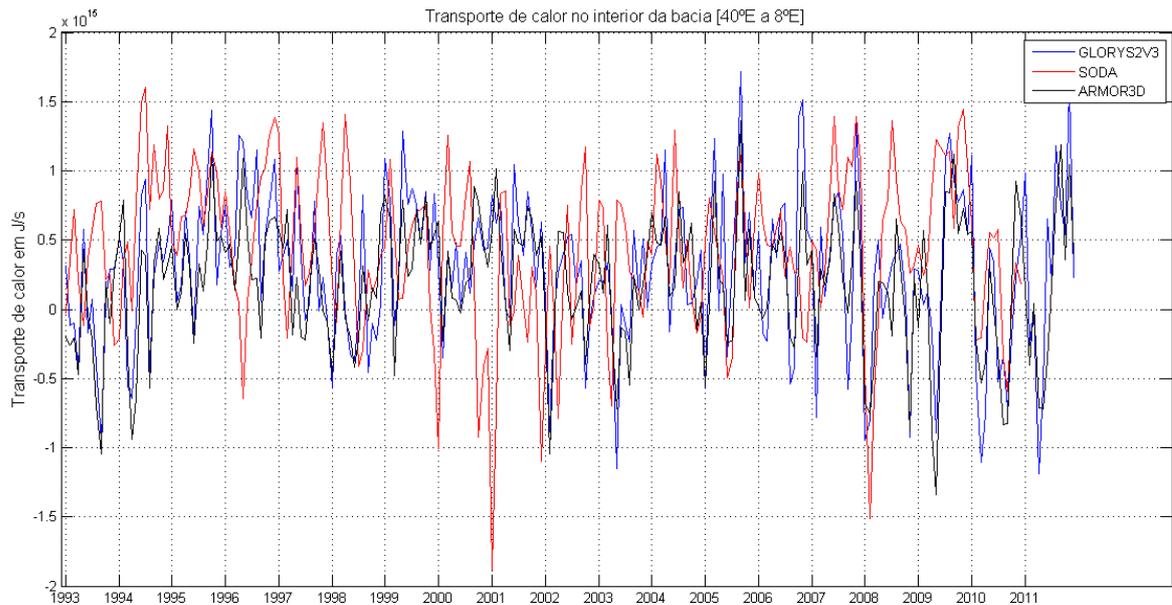


Figura 19. Série temporal do transporte de calor no interior da bacia oceânica do oceano (40°W – 8°E) na latitude 34,5°S relativa aos produtos ARMOR3D, SODA e GLORYS2V3.

Tabela 6. Transporte de calor no interior do oceano a 34,5°S em PW

	ARMOR3D	GLORYS2V3	SODA
Máximo	1,36	1,72	1,60
Mínimo	-1,34	-1,19	-1,89
Média	0,19	0,29	0,43
Desvio padrão	0,47	0,55	0,57

O transporte líquido de calor está fortemente correlacionado com a AMOC (DONG *et al.*, 2009; GARZOLI; BARINGER, 2013), no qual um aumento de 1Sv na AMOC causa um aumento de $0,05PW \pm 0,01PW$ no transporte de calor líquido.

O transporte de Ekman na latitude 34,5°S oscilou de -0,25Sv a 3,92Sv, entre 1993 e 2011, com um transporte médio de $0,50Sv \pm 0,63Sv$. Segundo a estimativa de Dong *et al.* (2009), esse transporte acarretaria em um aumento de 0,025PW. Portanto, a ausência do transporte de Ekman no cálculo do transporte de calor do ARMOR3D não explica a diferença entre o ARMOR3D e os transportes encontrados usando SODA e GLORYS2V3.

O transporte de calor líquido calculado a partir da soma do transporte do ARMOR3D e do transporte de Ekman foi de $0,22PW \pm 0,47PW$ (Figura 20). Esse transporte está mais próximo do transporte do GLORYS2V3 ($0,29PW \pm 0,55PW$). A correlação também aumentou de 0,81 para 0,83. Esse resultado está de acordo com o estipulado por Dong *et al.* (2009), onde um aumento de 0,5Sv na AMOC referente

ao transporte de Ekman acarretaria em um aumento de 0,025PW no transporte de calor.

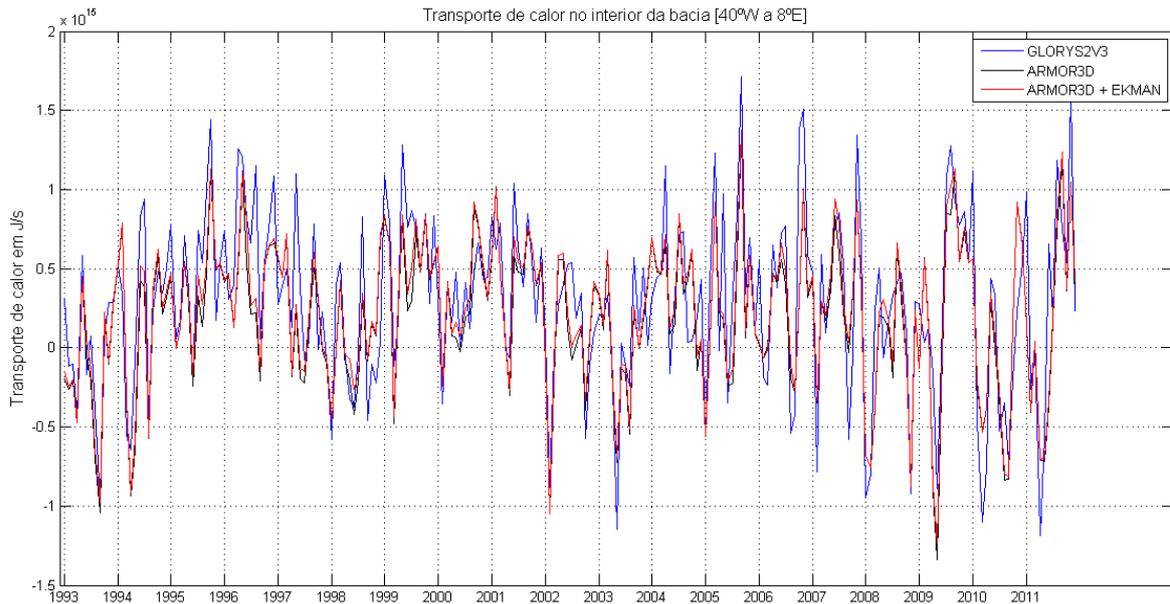


Figura 20. Série temporal do transporte de calor no interior da bacia oceânica (40°W – 8°E) na latitude 34,5°S relativa aos produtos GLORYS2V3, ARMOR3D e ARMOR3D+Ekman.

O transporte médio de sal do ARMOR3D também oscilou de forma similar ao transporte do GLORYS2V3 (Figura 21). O transporte de sal do ARMOR3D variou de $-9,2 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$ a $14,8 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$, com uma média de $2,8 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1} \pm 4,2 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$, enquanto que o GLORYS2V3 variou de $-12 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$ a $17,9 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$, com um transporte médio de $2,2 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1} \pm 5,5 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$. A correlação entre as duas séries temporais foi elevada, com um valor igual a 0,77.

Em contrapartida, o transporte calculado a partir do SODA foi significativamente superior ao transporte calculado pelos outros produtos. O transporte do SODA variou de $11,7 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$ a $14,6 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$, com uma média de $4,3 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1} \pm 4,8 \cdot 10^2 \text{Gg} \cdot \text{s}^{-1}$. O coeficiente de correlação entre o ARMOR3D e o SODA e entre o GLORYS2V3 e o SODA foi de 0,09 e 0,10, respectivamente.

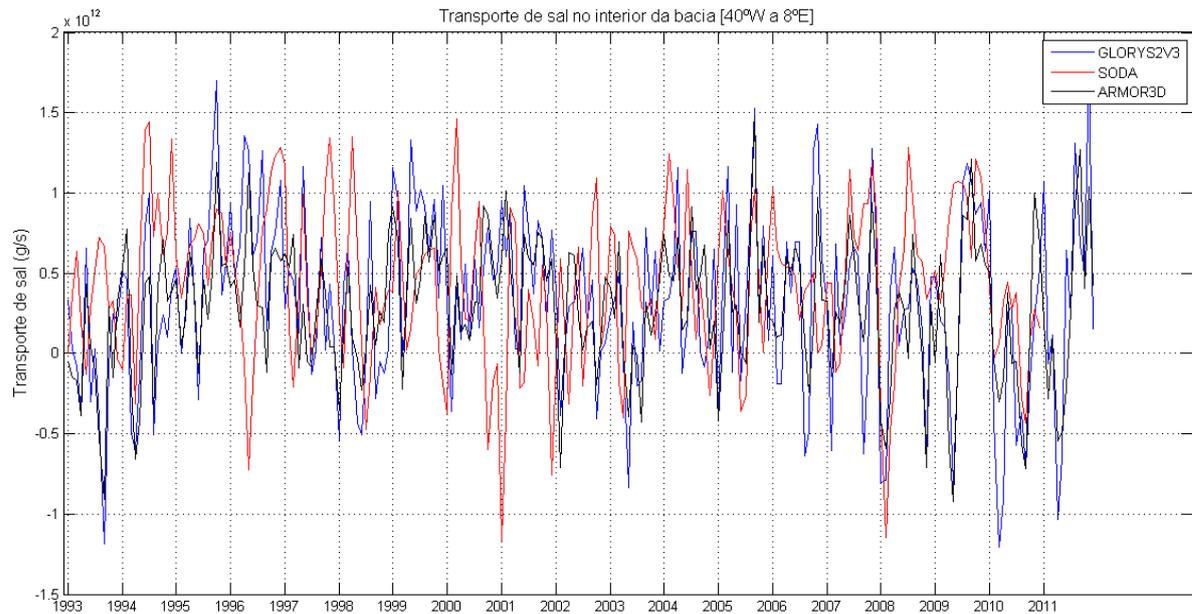


Figura 21. Série temporal do transporte de sal no interior do oceano ($40^{\circ}\text{W} - 8^{\circ}\text{E}$) na latitude $34,5^{\circ}\text{S}$ relativa aos produtos ARMOR3D, SODA e GLORYS2V3.

Tabela 7. Transporte de calor no interior do oceano a $34,5^{\circ}\text{S}$ em $10^2\text{Gg}\cdot\text{s}^{-1}$

	ARMOR3D	GLORYS2V3	SODA
Máximo	14,8	17,9	14,6
Mínimo	-9,2	-12	11,7
Média	2,8	3,3	4,3
Desvio padrão	4,2	5,5	4,8

Tabela 8. Coeficientes de correlação dos transportes de massa, calor e sal entre os produtos ARMOR3D, GLORYS2V3 e SODA

	ARMOR3D x GLORYS2V3	ARMOR3D x SODA	GLORYS2V3 x SODA
Transp. de massa	0,7725	0,0937	0,0971
Transp. de calor	0,8137	0,0739	0,1264
Transp. de sal	0,7738	0,0944	0,0985

7 CONCLUSÕES

Esse trabalho procurou comparar o produto ARMOR3D com as reanálises SODA e GLORYS2V3 e com dados *in situ* oriundos de programas e campanhas oceanográficas no Atlântico Sul.

O ARMOR3D apresentou algumas limitações ligadas a sua metodologia. Ele não representa de maneira realista a dinâmica do oceano próxima às bordas continentais, não estima a dinâmica governada pelo transporte de Ekman nas camadas superiores dos oceanos e subestima a variabilidade de mesoescala no interior do oceano. Essas limitações são causadas pelo alisamento do campo termohalino sintético do ARMOR3D devido à baixa resolução dos coeficientes de expansão e pela ausência dos termos quadráticos nas equações do vento térmico.

Apesar de suas limitações, os campos de velocidades do ARMOR3D apresentaram resultados consistentes, com elevadas semelhanças em relação a reanálise GLORYS2V3. O coeficiente de correlação entre o primeiro modo de variabilidade do ARMOR3D e do GLORYS2V3 foi de 0,57. A variância explicada pelo 1º modo do ARMOR3D e do GLORYS2V3 também foi semelhante – 15,54% e 15,98%, respectivamente. Em contrapartida, o SODA não apresentou muitas semelhanças com os dois produtos.

O ARMOR3D também mostrou-se eficiente nas estimativas dos transportes de massa, sal e calor no interior do oceano, apresentando elevados coeficientes de correlação com a reanálise GLORYS2V3. A correlação entre os dois produtos foi de 0,77 para o transporte de massa, 0,81 para o transporte de calor e 0,77 para o transporte de sal. O ARMOR3D apresentou uma correlação ainda maior com o GLORYS2V3 na estimativa dos transportes quando somado ao transporte de Ekman. No entanto, esse aumento foi pequeno, não comprometendo a qualidade do ARMOR3D apesar da ausência da componente de Ekman.

Os transportes de massa nas bordas e no interior do oceano apresentaram a mesma magnitude, destacando assim a importância do monitoramento do interior do oceano na quantificação da variabilidade da MOC e do transporte líquido de calor no Atlântico Sul.

Assim, além de ser um produto simples e de fácil processamento, o ARMOR3D conseguiu representar de maneira eficiente a variabilidade oceânica na entrada do Atlântico Sul, mostrando ser uma ótima alternativa no estudo da AMOC.

No entanto, é necessário que sejam realizadas mais comparações com outras regiões do globo, com o objetivo de detectar todas suas limitações e analisar possíveis alterações na metodologia que levariam a uma redução dos erros do produto ARMOR3D.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANSORGE, I. J.; BARINGER, M. O.; CAMPOS, E. J. D.; DONG, S.; FINE, R. A.; GARZOLI, S. L.; GONI, G.; MEINEN, C. S.; PEREZ, R. C.; PIOLA, A. R.; ROBERTS, M. J.; SPEICH, S.; SPRINTALL, J.; TERRE, T.; VAN DEN BERG, M. A. Basin-Wide Oceanographic Array Bridges the South Atlantic. **EOS, Transactions, American Geophysical Union**. Vol. 95, nº6, p.53–60, 2014.

APEL, J. R. **Principles of Ocean Physics**. International Geophysics Series. Vol. 38, p. 248, 1990.

ATLAS, R.; HOFFMAN, R. N.; ARDIZZONE, J.; LEIDNER, S. M.; JUSEM, J. C.; SMITH, D. K.; GOMBOS, D. A Cross-Calibrated, Multiplatform Ocean Surface Wind Velocity Product for Meteorological and Oceanographic Applications. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 92, p. 157-174, 2011.

Argo, na array of profiling floats observing the ocean in real-time. Five years of progress – decades of potential. Disponível em : <http://argo.jcommops.org/FTPRoot/Argo/Doc/Argo_new_brochure.pdf>. Acesso em: 24 abr. 2014.

Argo, part of the integrated global observation strategy. How Argo floats work. Disponível em : <http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html>. Acesso em: 24 de abril de 2014.

BAKER-YEBOAH, S.; BYRNE, D. A.; WATTS, D. R. Observations of Mesoscale eddies in the South Atlantic Cape Basin: baroclinic and deep barotropic eddy variability. **Journal of Physical Oceanography**, Vol. 115, C12069, p.20, 2010.

BEAL, L. M.; DE RUIJTER, W. P. M.; BIASTOCH, A.; ZAHN, R.; SCOR/WCRP/IAPSO Working Group 136. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. **Nature**, vol. 472, p. 426-436, 2011.

BIASTOCH, A.; BONING, C. W.; LUTJEHARMS, J. R. E. Agulhas Leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. **Nature**, vol. 456, p. 489-492, 2008.

BRAINERD, K. E.; GREGG, M. C. Surfaced mixed and mixing layer depths. **Deep-Sea Research I**, vol. 42, p. 1521–1543, 1995.

BOYER, T. P.; ANTONOV, J. I.; BARANOVA, O. K.; GARCIA, H. E.; JOHNSON, D. R.; LOCARNINI, R. A.; MISHONOV, A. V.; O'BRIEN, T. D.; SEIDOV, D.; SMOLYAR, I. V.; ZWENG, M. M. **World Ocean Database 2009**, NOAA Atlas NESDIS, vol. 66, editado por S. Levitus, U.S. Government Printing Office, Washington, p. 216, 2009.

BREHERTON, F. P.; DAVIS, R. E.; FANDRY, C. B. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. **Deep-Sea Research**, vol. 23, p. 559-582, 1976.

BROECKER, W. S.; DENTON, G.H. The Role of Ocean-atmosphere Reorganizations in Glacial Cycles. **Geochimica et Cosmochimica**. Vol. 53, p. 2465-2501, 1989.

BROECKER, W. S. The great ocean conveyor. **Oceanography**, vol. 4, p. 79-89, 1991.

BRYDEN, H. L.; LONGWORTH, H. R.; CUNNINGHAM, S.A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25° N. **Nature**, vol. 438, p. 655-657, 2005.

CARTON, J. A.; CHEPURIN, G.; CAO, X.; GIESE, B. A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the Global Upper Ocean 1950-95. Part I: Methodology. **Journal of Physical Oceanography**, Vol. 30, p. 311-326, 2000.

CARTON, J. A.; GIESE, B. S. A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, vol. 136, p.2999-3017, 2008.

CHELTON, D. B. Physical oceanography: A brief overview for statisticians. **Statistical Science**, Vol. 9, No 2, p. 150–166, 1994.

CHELTON, D. B.; DESZOEKE, R. A.; SCHLAX, M. G.; EL NAGGER, K.; SIWERTZ, N. Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation. **Journal of Physical Oceanography**, vol. 28, p. 433-460, 1998.

COMPO, G. P.; WHITAKER, J. S.; SARDESHMUKH, P. D. Feasibility of a 100-Year Reanalysis Using Only Surface Pressure Data. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 87, p. 175–190, 2006.

COLLING, A. Open University Course Team. **Ocean Circulation** (2nd ed.). Butterworth/Heinemann, Oxford, p. 57, 2001.

CUNNINGHAM, S. A.; KANZOW, T.; RAYNER, D.; BARINGER, M. O.; JOHNS, W. E.; MAROTZKE, J.; LONGWORTH, R.; GRANT, E. M.; HIRSCHI, J. J. M.; BEAL, L. M.; MEINEN, C. S.; BRYDEN, H. L. Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.51N. **Science**. Vol. 317 (5840), p. 935–938, 2007.

DA SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de oceanografia**. Vol. 48(2), p.171-183, 2000.

DEFANT, A. **Physical Oceanography**. Volume I. New York: Pergamon Press, p. 492 – 497, 1961.

DHOMPS, A. -L.; GUINEHUT, S.; LE TRAON, P. -Y.; LARNICOL, G. A global comparison of Argo and satellite altimetry observations. **Ocean Science**, vol. 7 (2), p. 175-183, 2011.

DONG, S.; GARZOLI, S.; BARINGER, M.; MEINEN, C.; GONI, G. Interannual Variations in the Atlantic Meridional Overturning Circulation and its Relationship with the Net Northward Heat Transport in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, Vol. 36, L20606, 2009.

DONG, S.; BARINGER, M.; GONI, G.; GARZOLI, S. Importance of the assimilation of Argo float measurements on the Meridional Overturning Circulation in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters**. Vol. 38, L18603, 2011.

DOTTO, T. S.; KERR, R.; MATA, M. M.; AZANEU, M.; WAINER, I., FAHRBACH, E.; ROHARDT, G. Assessment of the structure and variability of Weddell Sea water masses in distinct ocean reanalysis products. **Ocean Science**, vol. 10, p. 523–546, 2014.

DRIJFHOUT, S. S.; WEBER, S. L.; VAN DER SWALUW, E. The stability of the MOC as diagnosed from model projections for pre-industrial, present and future climates. **Climate Dynamics**, vol. 37, p. 1575-1586, 2011.

FERRY, N.; PARENT, L.; GARRIC, G.; BRICAUD, C.; TESTUT, C-E; LE GALLOUDEC, O.; LELLOUCHE, J-M.; DREVILLON, M.; GREINER, E.; BARNIER, B.; MOLINES, J-M.; JOURDAIN, N. C.; GUINEHUT, S.; CABANES, C.; ZAWADZKI, L. GLORYS2V1 Global Ocean Reanalysis of the Altimetric Era (1992-2009) at Meso Scale. **Mercator Quarterly Newsletter**, vol. 44, p. 29-39, 2012. Disponível em <http://www.mercator-ocean.fr/eng/actualites-agenda/newsletter>.

FERRY, N.; PARENT, L.; MASINA, L.; STORTO, A.; HAINES, K.; VALDIVIESO, M.; BARNIER, B.; MOLINES, J-M. Quality Information Document MyOcean for Global Ocean Reanalysis Product. **MyOcean Document**, 2014. Ref. MYO2-GLO-QUID-001-004-009-010-011-017-V2.6. Disponível: <http://catalogue.myocean.eu.org/static/resources/myocean/quid/MYO2-GLO-QUID-001-004-009-010-011-017-V2.6.pdf>.

FRANCISCO, C.P.F.; DA SILVEIRA, I.C.A. Estudo Teórico da Dinâmica da Confluência Brasil-Malvinas. **Revista Brasileira de Geofísica**. Vol.22, no.2, p.163-180, 2004.

GANACHAUD, A.; WUNSCH, C. Large-scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment. **Journal of Climate**, vol. 16, p. 696–705, 2002.

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

GARZOLI, S. L.; BARINGER, M. O. Meridional Heat Transport Determined with Expendable Bathythermographs, Part II: South Atlantic Transports. **Deep-Sea Research I**, 54 (8), p. 1402-1420, 2007.

GARZOLI, S. L.; MATANO, R. The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Deep-Sea Research II**, vol. 58, p. 1837-1847, 2011.

GARZOLI, S. L.; BARINGER, M. O.; DONG, S.; PEREZ, R. C.; YAO, Q. South Atlantic Meridional fluxes. **Deep-Sea Research I**, vol. 71, p. 21-32. 2013.

GIESE, B. S.; RAY, S. El Niño variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871–2008. **Journal of Geophysical Research**, 116, C02024, 2011.

GONI, G. J.; WAINER, I. Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 106, No. C12, p. 31.117-31.128, 2001.

GORDON, A. L.; SPRINTALL, J.; WIJFFELS, S.; SUSANTO, D.; MOLCARD, R.; VAN AKEN, H. M.; FFIELD, A. L.; DE RUIJTER, W.; LUTJEHARMS, J.; SPEICH, S.; BEAL, L. Interocean Exchange of Thermocline Water: Indonesian throughflow; "Tassie" leakage; Agulhas leakage. **Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observation and Information for Society**, Vol 2. Venezia, Italy, 21-25 settembre de 2009, ESA Publication WPP-306. 2010.

GORDON, A. L. Interocean exchange of thermohaline water. **Journal of Geophysical Research**, vol. 91 (50), p. 37-46, 1986.

GUINEHUT, S.; DHOMPS, A. L.; LARNICOL, G.; LE TRAON, P.-Y. High Resolution 3-D Temperature and Salinity Fields Derived From *In Situ* and Satellite Observations. **Ocean Science**, vol. 8, p. 845-857, 2012.

GUINEHUT, S.; LE TRAON, P.-Y.; LARNICOL, G.; PHILIPPS, S. Combining Argo and remote-sensing data to estimate the ocean three-dimensional temperature fields – A first approach based on simulated observations. **Journal of Marine Systems**, vol. 46, p. 85-98, 2004.

HERNÁNDEZ-GUERRA, A.; JOYCE, T. M.; FRAILE-NUEZ, E.; VÉLEZ-BELCHÍ, P. Using Argo data to investigate the Meridional Overturning Circulation in the North Atlantic. **Deep-Sea Research I**, vol. 57, p. 29-36, 2010.

HUANG, B.; XUE, Y.; KUMAR, A.; BEHRINGER, D. AMOC variations in 1979-2008 simulated by NCEP operational global ocean data assimilation system. **Climate Dynamics**, vol. 38, p. 513-525, 2012.

HUBER, C.; LEUENBERGER, M.; SPAHNI, R.; FLÜCKIGER, J.; SCHWANDER, J.; STOCKER, T. F.; JOHNSON, S.; LANDAIS, A.; JOUZEL, J. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. **Earth and Planetary Science Letters**, 243, p. 504–519, 2006.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [STOCKER, T. F.; QIN, D, PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova York, USA, p.282, 2013.

JOHNS W. E.; BARINGER, M. O.; BEAL, L. M.; CUNNINGHAM, S. A.; KANZOW, T.; BRYDEN, H. L.; HIRSCHI, J. J. M.; MAROTZKE, J.; MEINEN, C. S.; SHAW, B.; CURRY, R. Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N. **Journal of Climate**, vol. 24, p. 2429-2449, 2011.

KUHLBRODT, T.; GRIESEL, A.; MONTOYA, M.; LEVERMANN, A.; HOFMANN, M.; S. RAHMSTORF. On the Driving Processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Reviews of Geophysics**. Vol. 45 (2), 2007.

LARGE, W. G.; POND, S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. **Journal of Physical Oceanography**, vol. 11, p.324-481, 1981.

MADEC, G. **NEMO Ocean Engine**. Versão 3.0. Note du Pole de modelisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27. ISSN No 1288-1619, 2008.

MATANO, R. P.; SCHLAX, M. G.; CHELTON, D.B.. Seasonal variability in the southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, vol. 98, p. 18,027-18,035, 1994.

MEINEN, C. S.; SPEICH, S.; PEREZ, R. C.; DONG, S.; PIOLA, A. R.; GARZOLI, S. L.; BARINGER, M. O.; GLADYSHEY, S.; CAMPOS, E. J. D. Temporal variability of the meridional overturning circulation at 34.5°S: Results from two pilot boundary arrays in the South Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, vol. 118:12, p. 6461-6478, 2013.

MEINEN, C. S.; PIOLA, A. R.; PEREZ, R. C.; GARZOLI, S. L. Deep Western Boundary Current transport variability in the South Atlantic: preliminary results from a pilot array at 34.5°S. **Ocean Science**, vol. 8, p. 1041–1054, 2012.

MULET, S.; RIO, M. H.; MIGNOT, A.; GUINEHUT, S.; MORROW, R. A New Estimate of the Global 3D Geostrophic Ocean Circulation Based on Satellite Data and In-Situ Measurements. **Deep-Sea Research II**, vol. 77, p.70-81, 2012.

OKE, P. R.; SAKOV, P. Representation Error of Oceanic Observations for Data Assimilation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. Vol. 25 (6), p. 1004-1017, 2008.

ORSI, A. H.; JOHNSON, G. C.; BULLISTER, J. L.. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. **Progress in Oceanography** 43, p. 55–109, 1999.

PEREZ, R. C.; GARZOLI, S. L.; MEINEN, C. S.; MATANO, R. P. Geostrophic Velocity Measurement Techniques for the Meridional Overturning Circulation and Meridional Heat Transport in the South Atlantic. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. Vol 28, p.1504, 2011.

PETERSON, R G.; STRAMMA, L. Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, vol. 26, p.1-73, 1991.

PIOLA, A. R.; MATANO R. P. The South Atlantic Western Boundary Currents Brazil/Falkland (Malvinas) Currents. **Encyclopedia of Ocean Sciences**. J. M. Steele, S. A. Thorpe, and K. K. Turekian Eds. Academic Press. Vol. 1, p. 340-349, 2001.

POND, S.; PICKARD, G. L. **Introductory Dynamical Oceanography**. 2nd edition, Butterworth-Heinemann, p. 329, 1983.

RAYNER, D.; HIRSCHI, J. J-M.; KANZOW, T.; JOHNS, W. E.; WRIGHT, P. G.; FRAJKA-WILLIAMS, E.; BRYDEN, H. I.; MEINEN, C. S.; BARINGER, M. O.; MAROTZKE, J.; BEAL, L. M.; CUNNINGHAM, S. A. Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Deep-Sea Research II** 58, p.1744-1753, 2011.

REASON, C. J. C.; LUTJEHARMS, J. R. E.; HERMES, J.; BIASTOCH, A.; ROMAN, R. E. Inter-ocean fluxes south of Africa in an eddy-permitting model. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, vol. 50 (1), p. 281–298. 2003.

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature **Journal of Climate**. Vol. 20, 2007.

RINTOUL, S.R.; HUGHES, C.; OLBERS, D. The Antarctic Circumpolar System. **Ocean Circulation and Climate**. Siedler, C., Church, J., e J. Gould (Eds.), Academic Press, p. 271-302, 2001.

RIO, M.-H.; SCHAEFFER, P. The estimation of the ocean mean dynamic topography through the combination of altimetric data, *in-situ* measurement and GRACE geoid. **Proceedings of the GOCINA International Workshop**, Luxembourg. 2005.

SSALTO/DUACS, 2011. **User Handbook: MSLA and MADT Near-Real Time and Delayed Products**. C.L.S., Ramonville St. Agne, France.

SCHIERMEIER, Q. Oceans under surveillance. **Nature**, 497, p.167–168, 2013.

SPEICH, S.; BLANKE, B.; CAI, W. Atlantic meridional overturning circulation and the Southern Hemisphere supergyre. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L23614, 2007.

TOGGWEILER, J. R.; KEY, R. M. Ocean circulation: Thermohaline circulation. **Encyclopedia of Ocean Sciences**. Academic Press, Ltd., London, p. 2941-2947, 2001.

SMITH, R. D.; DUKOWICZ, J. K.; MALONE, R. C. Parallel Ocean General Circulation Modeling. **Physica D**, 60, 38–61, 1992.

STEWART, R. H. **Introduction to Physical Oceanography**. Department of Oceanography. Texas A & M University. Cap 10, Geostrophic Currents, p.151-155, 2008.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104 (9): 20,863–20,883, 1999.

WORTHINGTON, L. V. On the North Atlantic Circulation. **The Johns Hopkins Oceanographic Studies**, 6, p.110, 1976.

XU, Y.; LI, J.; DONG, S. Ocean circulation from altimetry: Progress and challenges. *Ocean Circulation and El Niño: New Research*, editado por F. Columbus. **Nova Science Publishers**, New York, p. 291, 2009.

WILKS, D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences. **Academic Press**, 3^a ed, 2011.