Jéssica dos Santos de Carvalho

**Variabilidade de longo-termo do transporte da
Corrente do Brasil ao longo de 30° S : Um estudo
numérico.**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Edmo J.D. Campos

São Paulo

2014

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

**Variabilidade de longo-termo do Transporte da
Corrente do Brasil ao longo de 30°S – Um estudo
numérico.**

Jéssica dos Santos de Carvalho

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Aprovada em ____/____/____ por:

Prof.(a). Dr. (a)

Conceito

Prof.(a) Dr.(a)

Conceito

Prof.(a) Dr.(a)

Conceito

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Acrônimos	viii
Índice de Figuras	x
Índice de Tabelas.....	xii
I. Introdução.....	1
I.1 O Padrão de Ventos Sobre o Atlântico Sul	5
I.2 O Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Corrente do Brasil	7
I.2.1 Estrutura e Transporte da Corrente do Brasil	11
I.3 Hipótese Científica	16
II. Objetivo	16
III. Materiais e Métodos	17
III.1 Campo de vento da Reanálise I NCEP/NCAR	17
III.1.1 Transporte Integrado de Sverdrup	18
III.2 Descrição do modelo numérico utilizado - HYCOM.....	20
III.2.1 Análise dos resultados do experimento.....	23
III.2.1.1 Dados de Satélite	23
III.3 Cálculo do Transporte da Corrente do Brasil modelada	24
III.4 Análises Estatísticas	31
III.4.1 Método dos Mínimos Quadrados	31
III.4.1 Correlação cruzada ou covariância cruzada normalizada	33
III.5 Filtro Passa-Baixa	34
IV. Resultados.....	35
IV.1 Campo de Vento do NCPE/NCAR e tendências de longo-termo	35
IV.1.1 Transporte Integrado de Sverdrup	40
IV.2 Experimento Numérico.....	42
IV.2.1 Mapas de distribuição de TSM	47

IV.2.2	Mapas de distribuição de ASM.....	51
IV.3	Transporte de Volume da Corrente do Brasil modelada ao longo de 30°S.....	54
V.	Discussão.....	56
V.1	Campo de Vento do NCPE/NCAR e o Transporte Integrado de Sverdrup	56
V.1.1	O transporte Integrado de Sverdrup	58
V.2	Experimento Numérico – ATla0.25	62
V.2.1	A série de transporte da Corrente do Brasil em 30°S	63
VI.	Considerações Finais	67
VII.	Referências Bibliográficas.....	69

Agradecimentos

Como iniciar essa seção e a quem agradecer primeiro é uma das escolhas mais difíceis, felizmente, tenho em minha vida muitas pessoas especiais e vários motivos para agradecer.

Por coerência tenho que iniciar por Deus, Nossa Senhora e todos os Santinhos que a minha mãe pentelhou tanto para a minha melhora de saúde. Passamos por bons bocados estes últimos anos em virtude da minha "sensibilidade" gastrointestinal, mas Graças a Deus, hoje me encontro recuperada e, nunca mais, pronta para outra!

Agradeço muito a minha família: a meu pai, Nilson, de quem herdei a criticidade e a honestidade; a minha mãe, Irecê, que me deu uma necessidade de comunicação extrema e fé; a minha irmã, Tháбата, por sempre me mostrar que a vida pode e deve ser bem mais leve; e a minha cachorrinha Lora, afinal são 14 anos de dedicação incondicional. Vocês me ensinaram o que é amor, amizade e cumplicidade!

Tenho que continuar agradecendo ao meu médico Dr. Fábio Escobar, por enfim descobrir o que eu tenho, me afastar do Crohn e , assim, recobrar a minha tranquilidade para poder voltar aos estudos, integrais e correlações.

Agradeço muito a minha família paulista, Tio João, Tia Albinha, Marinna, Giovanna e Catota, vocês me deram muito amor enquanto eu estive em SP. Foram imprescindíveis a minha felicidade. Giovanna, eu não sei como agradecer por tudo que você fez e tem feito por mim. Muito obrigada, irmãzinha!

Não posso deixar de mencionar aqui, os companheiros de trabalho mais completos (competentes e parceiros) que eu já tive na vida! Ivan Mizutori, Leandro Calil e Manuela Rahy, muito obrigada por terem entendido o meu momento "toda ruim", e muitíssimo obrigada pelo ambiente de trabalho mais cooperativo-divertido-produtivo que eu já vi e ouvi falar!! Vocês são sensacionais! Leandro, obrigada por ter participado do meu crescimento como profissional há 5 anos e muitíssimo obrigada pelas 345 vírgulas e inversões de sentenças e pela revisão "agulha no palheiro" efetuada neste trabalho.

Agradeço ao Prof. Alexandre Macedo Fernandes, por ter me indicado ao Programa de Pós Graduação do IOUSP e por ter se tornado um amigo sempre presente. Quem sabe semestre que vem não seremos companheiros de trabalho?

Peço desculpas e agradeço à paciência dos meus amigos de longa data, por terem entendido a minha falta e distância nesses anos de mestrado. Milena, Priscila,

Érika, Tainá, Flavinha, Camila, Iara, Gui, Pedro, Elisa, Vívian, Bab's, Basaltito e André, muito obrigada por fazerem parte da minha vida e me apoiarem sempre!

Deixo um abraço carinhoso aos meus colegas de turma do IOUSP, principalmente, àqueles que se tornaram amigos e estavam ao meu lado nas divertidas listas de 63 páginas!! Sarquis, Ana Paula, Tainá, Gilberto e Hotel/Téo/Tel/Dalton, muito obrigada pela parceria!

Não posso esquecer aqui de citar o LABMON como um todo. Agradeço muito por ter tido os companheiros de laboratório e o orientador que tive. França, muito obrigada pela excelente revisão e dicas muito boas e úteis. Gonça, “obrigadassa” pelas dicas/artigos/rotinas! Carol, sem palavras para agradecer pela receptividade que você sempre teve comigo! Sinto-me em dívida com você! Tomara que um dia eu possa retribuir. Fabricio S C Oliveira, chegou a sua hora! Nossa! Sem você este trabalho não estaria do jeito que está! Você foi essencial para o meu término de mestrado e tem grande culpa na qualidade dessa dissertação!(Se está boa ou não, aí são outros quinhentos!). Sinceramente, vou ter que te trazer muitas garrafas de vinhos bons. Preciso de dicas, alguém se habilita?!

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Edmo Campos, pela paciência e por ter aceitado uma oceanógrafa de baía costeira para trabalhar com a larga escala. Apesar de sempre muito ocupado, entre reuniões, palestras, congressos, aulas, dava um jeitinho de estar comigo nos momentos decisivos. Trazendo tranquilidade e confiança nas horas mais tensas.

Agradeço ao corpo docente da Pós Graduação pelo grande conhecimento transmitido, em especial aos professores Dr. Ilson C. A. da Silveira e Dr. Paulo S. Polito, por se mostrarem sempre disponíveis e receptivos a elucidação de dúvidas relacionadas a este estudo. Um muito obrigada a todos os funcionários do IOUSP e as demais pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro.

Resumo

Variabilidades de longo período têm sido detectadas no padrão de ventos em larga escala no hemisfério sul, com base em dados observacionais, reanálises e modelos. Estudos recentes têm sugerido algumas respostas oceânicas a mudanças no padrão atmosférico, desde a migração da Frente Subtropical, ao aumento do Vazamento das Agulhas e à intensificação dos giros subtropicais (GS). Apesar da importância do Atlântico Sul (AS) na distribuição global de calor, ainda não está claro a variabilidade de sua circulação e suas respostas às mudanças no campo do vento em larga escala. O presente estudo tem como objetivo investigar, usando resultados de uma simulação com o modelo numérico HYCOM (*Hybrid Coordinate Ocean Model*), a variabilidade do transporte de volume da Corrente do Brasil (CB) em sua região central (~30°S) frente ao campo de vento da Reanálise I do NCEP/NCAR (*National Centers for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research*). Os produtos do NCEP/NCAR apresentam intensificação e deslocamento em direção ao polo do cinturão de ventos de oeste no hemisfério sul (HS), o que ocasiona alteração do rotacional da tensão de cisalhamento do vento, ao longo de toda a bacia do AS, e a migração para sul das linhas de rotacional nulo e máximo em latitudes subtropicais. Mesmo com a intensificação do rotacional médio sobre o AS, a série computada do fluxo de retorno do transporte integrado de Sverdrup em 30°S, através dos dados da reanálise, demonstram uma diminuição entre os anos de 1960 e 2010. Este comportamento é coerente com a tendência à redução do rotacional mediado zonalmente ao longo da mesma latitude. O transporte da CB computado com resultados do HYCOM apresenta uma tendência próxima à encontrada para o transporte de Sverdrup integrado, de cerca de 0,1 Sv por década, e estas apresentam correlação máxima de 0,6 com *defasagem* de 2 anos. Ao longo de 30°S, a leste da CB modelada, é encontrado um fluxo para norte identificado como o retorno de uma célula de recirculação, com transporte médio de $4,25 \pm 2,87$ Sv. Este fluxo também apresenta tendência à redução, a qual poderia estar relacionada com uma migração para sul de toda a estrutura da recirculação, acompanhando o deslocamento da confluência Brasil-Malvinas e da Frente Subtropical. O transporte residual na borda oeste (CB+Recirculação) apresenta uma intensificação do fluxo para sul, a qual poderia indicar um fortalecimento do GS, o que estaria em concordância com a intensificação e maior abrangência da Alta Subtropical observada no campo de Reanálise I. No entanto não foi encontrada correlação significativa entre o campo de vento e a variabilidade do transporte residual ao longo da fronteira oeste.

Palavras Chaves: Atlântico Sudoeste, Transporte de Sverdrup, HYCOM, Corrente de Contorno Oeste.

Abstract

Long term variability has been detected in the South Hemisphere large-scale wind pattern, using models, reanalysis and observations. Recent studies have suggested an oceanic response to changes in the atmospheric pattern, such as the Subtropical Front migration, increase in the Agulhas leakage and intensification of the subtropical gyre (SG). Despite the importance of the South Atlantic in the global heat distribution, the variability of its circulation and response to changes in the large-scale wind field remains unclear. The current study aims to investigate, from a numerical simulation using HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model), the variability of the Brazilian Current (BC) volume transport at its central region ($\sim 30^\circ\text{S}$) according to the wind field from Reanalysis I - NCEP/NCAR (*National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*). The NCEP/NCAR results show an intensification and a poleward shift of the Southern Hemisphere westerly winds, leading changes in the wind curl along the SA, and a southern migration of the zero and maximum curl lines in subtropical latitudes. Even with the intensification of the mean wind curl over the SA, the time series of integrated Sverdrup return flow transport at 30°S show a decrease between 1960 and 2010. This pattern is in agreement with the reduction trend in the zonal mean curl along the same latitude. The computed BC transport by HYCOM results present a similar trend to the integrated Sverdrup transport (approximately 0.1 Sv per decade), with a 0.6 maximum correlation with a 2 year delay. Along the 30°S , close to the western boundary, a north flow was identified as the return of a recirculation cell, with a 4.25 ± 2.87 Sv mean transport. This flow also presents a reduction trend, which could be related to southern migration of the entire recirculation structure, following the Brazil-Malvinas confluence and Subtropical Front displacement. The residual transport at the western boundary (BC+Recirculation) shows an increase in the south flow that could indicate an increase of the SG, which is in agreement with the intensification and expansion of the Subtropical Ridge observed in the Reanalysis I. However, no significant correlation between the wind field and residual transport variability along the western boundary was found.

Keywords: Southwest Atlantic, Sverdrup transport, HYCOM, Western Boundary Current.

Lista de Acrônimos

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

AIA – Água Intermediária Antártica

APAN – Água Profunda do Atlântico Norte

ARGO - *Array for Real-time Geostrophic Oceanography*

AS – Atlântico Sul

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

ASM - Altura da Superfície do Mar

AT – Água Tropical

AVHRR - *Advanced Very High Resolution Radiometer*

AVISO - *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data*

BNDO - Banco Nacional de Dados Oceanográficos

CA- Corrente das Agulhas

CAS – Corrente do Atlântico Sul

CB – Corrente do Brasil

CBg – Corrente da Benguela

CCA – Corrente Circumpolar Antártica

CCI – Contra Corrente Intermediária

CCO – Corrente de Contorno Oeste

CCP – Corrente de Contorno Profunda

CG – Corrente do Golfo

CM – Corrente das Malvinas

CNB – Corrente Norte do Brasil

COADS - *Comprehensive Atmospheric Data Set*,

CSE – Corrente Sul Equatorial

ETOPO5 - *Earth Topography at 5-degree resolution*

FFT - *Fast Fourier Transform*

GS – Giro Subtropical

GSAS – Giro Subtropical do Atlântico Sul

HS – Hemisfério Sul

HYCOM - Hybrid Coordinate Ocean Model

IOUSP- Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

LABMON - Laboratório de Modelagem Numérica de Processos Oceânicos

MAS – Modo Anular Sul

NCEP/NCAR - *National Center for Environmental Prediction/Nacional Center for Atmospheric Research*

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

NODC *National Oceanographic Data Center*

SODA -*Simple Ocean Data Assimilation*

Ssalto/Duacs -*Segment Sol Multimissions d'Altimétrie, d' Orbitographie et de Localisation/Data Unification and Altimeter Combination System*

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

WOA05 - *World Ocean Atlas 2005 Series*

Índice de Figuras

Figura 1 – Representação esquemática da circulação superficial do giro subtropical do Atlântico Sul e outras correntes associadas. Baseado em Peterson & Stramma (1991), com mapa batimétrico baseado em dados ETOPO5.....	8
Figura 2 – Estrutura vertical da Corrente do Brasil, Corrente de Contorno Intermediária e Corrente de Contorno Profunda no Atlântico Sul, com suas respectivas massas de água envolvidas: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul, Água Intermediária Antártica e Água Profunda do Atlântico Norte. Também são representados a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Subcorrente Norte do Brasil (SNB). Modificado de Soutelino <i>et al.</i> (2013).....	10
Figura 3– Batimetria utilizada como contorno de fundo da simulação ATla0.25, baseado na base topográfica ETOPO5.....	21
Figura 4– Temperatura da Superfície do Mar, campo médio para o dezembro de 2010.....	22
Figura 5– Painel Superior: Energia cinética por unidade de massa mediada verticalmente ao longo do tempo na latitude de 30°S. Painel Inferior: Velocidade meridional mediada verticalmente ao longo do tempo na latitude de 30°S. Os limites verticais considerados são entre a superfície e a isopical de $\sigma_0=27,00 \text{ kg.m}^{-3}$ (identificado como AT+ACAS) e entre esta e a de $\sigma_0=27,35 \text{ kg.m}^{-3}$ (identificado como AIA).....	27
Figura 6– Distribuição de energia cinética por unidade de massa ao longo de 30°S – pontos vermelhos. O campo com tons de cinza, assim como as linhas rachuradas em preto, representam a variação da batimetria ao longo da seção.	28
Figura 7 – Distribuição da velocidade meridional ao longo de 30°S – pontos vermelhos indicam valores positivos e pontos azuis indicam valores negativos. As linhas rachuradas pretas correspondem à distribuição batimétrica das isóbatas indicadas ao longo da seção	28
Figura 8 – Média temporal entre 1960 e 2010 do campo (a) de velocidade meridional e de (b) energia cinética por unidade de massa ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) na camada de mistura. Os vetores representam o campo médio de velocidade, em m.s^{-1} , e, as linhas pretas, as isóbatas de 100, 2000 e 3000 m de profundidade, baseados nos dados ETOPO5.....	29
Figura 9 – Seção Zonal ao longo de 30°S da Média Temporal da Velocidade Meridional. As linhas rachuradas pretas são isopicalais representando o limite superior e inferior da AIA. O Polígono em laranja representa a região do cálculo do transporte integrado da CB e o em amarelo o da recirculação.	30
Figura 10 – Representação esquemática na seção de 30°S escolhida para o cálculo do transporte de volume da CB.- detalhe em azul – e de sua recirculação – detalhe em vermelho – sobre a batimetria do experimento numérico.....	31
Figura 11 – Média do rotacional da tensão de cisalhamento do vento do NCEP/NCAR(10^{-7}N.m^{-3}) entre 1960 e 2010 e vetores da média da tensão de cisalhamento do vento(N.m^{-2}).	36
Figura 12 – Painel esquerdo: Média da tensão de cisalhamento zonal do vento do NCEP/NCAR(10^{-7}N.m^{-3}) entre 1960 e 2010. Painel direito: Média da tensão de cisalhamento meridional do vento do NCEP/NCAR(10^{-7}N.m^{-3}) entre 1960 e 2010.....	36
Figura 13 – Campo de tendência linear do rotacional da tensão de cisalhamento do vento em $10^{-8}\text{N.m}^{-3}.\text{década}^{-1}$. As linhas preta e amarela marcam a posição do rotacional zero nas décadas de 1960 e 2000, respectivamente, e branca a linha climatológica.....	37

Figura 14 – Painel esquerdo: Campo de tendência linear da tensão de cisalhamento zonal do vento do NCEP/NCAR (10^{-2}N.m^{-2}) entre 1960 e 2010. Painel direito: Campo de tendência linear da tensão de cisalhamento meridional do vento do NCEP/NCAR(10^{-2}N.m^{-2}) entre 1960 e 2010.....	37
Figura 15– Série do Rotacional Médio da TCV sobre o AS em 10^{-8}N.m^{-3} , entre 50° e -10°S . Em cinza apresentam-se os dados brutos, em preto o sinal com a eliminação de períodos menores que 4 anos e em vermelho sua tendência linear.	38
Figura 16 - Série da Média Zonal da Linha de (a) rotacional nulo e (b) máximo sobre o AS. Em cinza apresentam-se os dados brutos, em preto o sinal com a eliminação de períodos menores que 4 anos e em vermelho sua tendência linear.....	39
Figura 17 – Distribuição do transporte de Sverdrup Médio integrado zonalmente entre 1960 a 2010, baseando-se nos dados da Reanálise I do NCEP/NCAR.	40
Figura 18 – Série do Transporte de Sverdrup integrado ao longo de 30°S . Em cinza apresentam-se os dados brutos, em preto o sinal com a eliminação de períodos menores que 4 anos e em vermelho sua tendência linear.....	41
Figura 19– Mapa da altura da superfície do mar média e velocidade média na camada de mistura na bacia do Atlântico Sul para o período de 1960 a 2010 do experimento ATla0.25.	42
Figura 20– Mapa da altura da superfície do mar média e velocidade média na camada de mistura para o período de 1960 a 2010 do experimento ATla0.25 entre as latitudes de 34.87°S e 28.71°S e longitudes de 51.25°W e 45°W	43
Figura 21– Seção vertical média de salinidade ao longo de 30°S , entre 1960 e 2010, dos resultados HYCOM.....	44
Figura 22– Seção vertical média de temperatura, entre 1960 e 2010, ao longo de 30°S dos resultados HYCOM.	44
Figura 23– Seção vertical média de densidade ao longo de 30°S , entre 1960 e 2010, dos resultados HYCOM. As isolinhas representadas em azul correspondem aos contornos de igual salinidade e as em vermelho aos de temperatura potencial.....	45
Figura 24– Seção vertical da Média da Velocidade Meridional, entre 1960 e 2010, ao longo de 30°S dos resultados HYCOM.	45
Figura 25– Seção vertical da Média da Velocidade Meridional, entre 1960 e 2010, ao longo de 32°S dos resultados HYCOM.	47
Figura 26– Mapa médio da temperatura da superfície do mar(TSM) em $^{\circ}\text{C}$ segundo os resultados do modelo e dos dados radiométricos do Pathfinder, entre os anos de 1985 e 2009.....	48
Figura 27– Curvas de regressão entre os campos de TSM simulados e os campos de TSM dos dados radiométricos do <i>Pathfinder</i> , onde r é o coeficiente de correlação e C.A o coeficiente angular da reta. O gráfico superior mostra o mês com maior coeficiente de correlação dos 300 meses avaliados, o do meio apresenta o mês com menor coeficiente, e o gráfico inferior o coeficiente entre os campos médios de TSM entre janeiro de 1985 e dezembro de 2009.	50
Figura 28– Mapa médio altura da superfície do mar (ASM), em metros, segundo os resultados do modelo e dos dados altimétricos da AVISO entre os anos de 1993 e 2010.....	52
Figura 29– Curvas de regressão entre os campos de ASM simulados e com os dados altimétricos da AVISO, onde r é o coeficiente de correlação e C.A o coeficiente angular da reta. O gráfico superior mostra o mês com maior coeficiente de correlação($r = 0,9369$) dos 216 meses avaliados, enquanto que o gráfico do meio	

apresenta o mês com menor coeficiente de correlação($r=0,9020$). O gráfico inferior apresenta a curva de regressão entre os campos médios de ASM entre janeiro de 1993 e dezembro de 2010. 53

Figura 30 – Painel Superior: Série de Transporte da CB (cinza), série filtrada (preto) e tendência decadal (vermelha) utilizando como limite horizontal os meridianos de 48,75°W e 47,25°W e como limite vertical a isopicnal indicada como fronteira inferior da AIA. Painel Inferior: Série de Transporte da Recirculação da CB (cinza), série filtrada (preto) e tendência decadal (vermelha) utilizando como limite horizontal os meridianos de 47,25°W e 46°W e como limite vertical a isopicnal indicada como fronteira inferior da AIA. 54

Figura 31 - Série filtradas do Transporte Residual da fronteira oeste do AS (preto), do Transporte da CB (azul), da Recirculação (vermelha) e tendências lineares decadais(linhas cinzas) vinculadas a cada série. 55

Figura 32 - Anomalia normalizada do Rotacional Médio sobre o AS - entre 10°S e 50°S e 70°W e 20°E - e do índice MAS para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro. 57

Figura 33 – Painel superior. Rotacional Médio Anual do Vento computado para a climatologia anual de HR em 10-8 N.m-3. Painel Inferior: Rotacional Médio Anual do Vento utilizado neste estudo, baseado na Reanálise I NCEP/NCAR. 60

Figura 34 – Tendência linear (em vermelho) da série temporal filtrada do rotacional integrado ao longo de 30°S (em azul) e série temporal bruta(cinza). 61

Figura 35 - Anomalia normalizada do transporte integrado de Sverdrup e do transporte da Corrente do Brasil calculado para o modelo. 65

Índice de Tabelas

Tabela 1 Compilação de valores de transporte através de trabalhos pretéritos realizados ao longo da CB, com a Inserção de informações de Silveira *et al.*(2000, 2007)..... 14

Tabela 2 Comparação entre o transporte da CB obtido neste estudo e de estudos pretéritos para as proximidades de 30°S. 64

I. Introdução

Desde meados da década de 70, têm sido observadas alterações significativas no padrão de circulação atmosférica global, principalmente no hemisfério sul (HS) (Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; Cai, 2006; Toggweiler, 2009). As mudanças mais evidentes são traduzidas na intensidade e deslocamento dos ventos de oeste em médias e altas latitudes (Gillett & Thompson, 2003; Marshall *et al.*, 2004; Cai & Cowan, 2007). Mudanças estas, que por sua vez modificam a dinâmica de circulação oceânica superficial (Hall & Visbeck, 2002; Roemmich *et al.*, 2007; Boning *et al.*, 2008; Lumpkin & Garzoli, 2011), o fluxo de calor e de elementos na interface ar-mar (Zickfeld *et al.*, 2008; Wu *et al.*, 2012) e, alcançando níveis oceânicos mais profundos, a circulação termohalina (Toggweiler & Samuels, 1993).

Estudos observacionais demonstram uma tendência de longo termo de fortalecimento e deslocamento dos ventos de oeste em direção aos polos no HS (Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003). Esta variabilidade tem sido relacionada ao aumento no buraco da camada de ozônio e da concentração de gases causadores do efeito estufa (Thompson & Solomon, *op. cit.*; Gillett & Thompson, 2003; Marshall, 2003; Marshall *et al.*, 2004; Cai & Cowan, 2007; Cai, 2006).

A circulação anticiclônica subtropical atmosférica estaria se intensificando e aumentando sua abrangência sobre as bacias oceânicas. Wu *et al.* (2012) indicam que a linha de rotacional nulo, a qual delimita a região de atuação destes sistemas, apresentou um deslocamento de $-2^{\circ} \pm 0,6^{\circ}$ no século passado. Estudos baseados em modelos climáticos projetam a continuidade dessas tendências na circulação atmosférica durante todo este século presente (Sen Gupta *et al.* 2009).

Considera-se que grande parte da variabilidade subinercial no oceano é devido ao forçamento pelo vento (Willebrand *et al.*, 1980; Moore, 1999). O estudo de Wu *et al.* (2012) demonstra que a dinâmica de vorticidade linear, introduzida por Sverdrup (1947), é uma boa aproximação para o entendimento da comunicação oceano-atmosfera em termos de variabilidade climática. Os

autores afirmam que o aumento do estresse anticiclônico observado no campo de vento, ao longo do último século, acelera o fluxo do interior oceânico em direção ao Equador, que, por sua vez, intensificaria os fluxos das Correntes de Contorno Oeste (CCO's) em direção aos polos.

Corroborando os resultados de Wu *et al.*(2012) sobre as CCO's, no Atlântico Norte, Curry & McCartney (2001) descrevem um aumento de cerca de 30% no transporte da Corrente do Golfo e da Corrente do Atlântico Norte entre 1970 e 1995. Os autores demonstram a similaridade entre a variabilidade do transporte e o principal modo de variabilidade atmosférica em médias latitudes, que está intimamente relacionado ao Modo Anular do Hemisfério Norte. Segundo Hill *et al.*(2008), baseando-se em dados hidrográficos, a Corrente Leste Australiana também apresenta tendência de intensificação, sinal o qual também é observado na reanálise SODA (*Simple Ocean Data Assimilation* - Carton & Giese, 2005) para a Corrente do Brasil (Wu *et al.*, 2012). Segundo Roemmich *et al.* (2007), baseando-se em dados de altimetria e TSM (temperatura da superfície do mar), todos os giros em médias latitudes estão sendo afetados pela variabilidade decadal dos modos anulares atmosféricos, o que ocasionaria o fortalecimento dos mesmos.

A assinatura das variabilidades climáticas já pode ser observada não somente no campo de momento, como também, no campo de temperatura dos oceanos e no balanço de calor entre oceano-atmosfera (Cai *et al.*, 2005). O fortalecimento dos giros subtropicais, segundo Willis *et al.*(2004), ocasionou, entre 1993 e 2003, um aquecimento anômalo oceânico máximo ao longo da latitude de 40°S. Adicionalmente, Wu *et al.*(2012) afirmam que após 1900, com a intensificação das CCO's, a taxa de aquecimento superficial do oceano ao longo do caminho destas é de 2 a 3 vezes maior do que a média global.

A expansão das CCO's acompanha um deslocamento para o sul das frentes oceânicas (Cai *et al.*, 2005; Saenko *et al.*, 2005; Roemmich *et al.*, 2007; Lumpkin & Garzoli, 2011) levando ao aquecimento do oceano sul (Gille, 2008) e a uma retração da Corrente Circumpolar Antártica (Boning *et al.*, 2008). O que segundo Zickfeld *et al.* (2008), apresentaria implicações no sequestro de carbono pelo oceano austral.

Deste modo, vê-se que as variabilidades encontradas nos giros subtropicais (GS) não são restritas a estes sistemas individualmente. Inclusive, o estudo de Cai (2006) aponta que a tendência nos últimos 50 anos, encontrada no campo de vento da Reanálise I do NCEP/NCAR, pode ocasionar uma intensificação do supergiro do HS, o qual relaciona os giros subtropicais dos três oceanos.

As passagens meridionais entre os continentes do HS e a Antártica permitem uma livre troca de água entre as bacias oceânicas. O Atlântico Sul recebe consideráveis fluxos do Pacífico através da Passagem de Drake e do Índico pelo vazamento das Agulhas (Gordon, 1986; Rintoul, 1991). Este último tem um papel crucial na circulação oceânica global e assim na evolução do clima futuro (Bjastoch *et al.*, 2009). Essas águas provêm a principal fonte de calor e sal para o braço superficial da célula de revolvimento meridional do Atlântico, embutida na circulação termohalina global (Gordon, 1986).

O retrato clássico da circulação termohalina, proposto por Broecker (1991), indica que o Atlântico Norte exporta cerca de 15 a 20 Sv de águas profundas e frias e recebe águas superiores e quentes do Atlântico Sul. Como resultado, o Atlântico Sul é o único entre os oceanos que apresenta o fluxo meridional de calor em direção ao Equador (Bryan, 1962; Gordon, 1986; Peterson & Stramma, 1991; Lumpkin & Garzoli, 2011).

Bjastoch *et al.* (2009), através de experimentos numéricos, encontra uma tendência de longo termo de aumento do transporte do Índico para o Atlântico, de cerca de 1,2 Sv por década, considerando o período de 1958 a 2004. Esse aumento do vazamento das agulhas estaria intimamente correlacionado com a migração da linha de rotacional nulo e, como exposto acima, atuaria na célula de revolvimento meridional do Atlântico. Desta forma, como proposto por Toggweiler & Samuels (1993) e baseando-se na teoria de Broecker (1991), a formação da Água Profunda do Atlântico Norte – águas frias e profundas exportadas pelo Atlântico Norte - teria uma forte dependência com os ventos zonais do hemisfério sul.

O Atlântico Sul é um oceano peculiar com características únicas e de grande significância para a variabilidade climática (Gordon, 1986; Lumpkin &

Garzoli, 2011). Os fluxos termohalinos através deste afetam o transporte e o armazenamento de calor global, assim como as trocas de massa e calor entre oceano-atmosfera (Trenberth & Solomon, 1994; Piola *et al.*, 2004).

Dessa forma, torna-se vital para o entendimento das mudanças climáticas o conhecimento das variabilidades inerentes ao Atlântico Sul e, sobretudo, a sua circulação. Principalmente, no que se diz respeito a sua corrente de contorno oeste do giro subtropical, a Corrente do Brasil. Visto que essas correntes suportam os mais altos fluxos ar-mar no mundo (Beal. *et al.* 2011).

Apesar da reconhecida importância das CCO's, para os sistemas oceânicos e climáticos de escalas regionais a de bacias, a Corrente do Brasil permanece como uma das correntes menos entendidas, especialmente em termos de variabilidade e suas inter-relações com as variações de larga escala (Mata *et al.*, 2012).

A resolução espaço-temporal de dados oceanográficos coletados *in situ* no Atlântico Sul não é suficiente para o estudo de variabilidades de baixa-frequência (Goni *et al.*, 2011). A falta de observações hidrográficas de longo termo faz com que modelos numéricos oceânicos se tornem ferramentas chaves na investigação de fenômenos de larga-escala espacial e temporal (Goni *et al.*, 2011).

Neste trabalho utiliza-se um modelo numérico oceânico HYCOM (*Hybrid Coordinate Ocean Model*), experimento AT1a0.25 (Campos, *et al.*, comunicação pessoal) com resolução de um quarto de grau, tendo o objetivo de contribuir para o entendimento das variabilidades observadas na circulação atmosférica sobre o transporte da CB em sua região central, ao longo de 30°S. A simulação numérica em questão tem demonstrado representar satisfatoriamente os padrões de circulação dos oceanos AS e Índico (Gonçalves, 2011; Gramscianinov, 2012; Oliveira & Campos, 2014).

A seguir, para melhor entendimento e elucidação dos resultados encontrados, será apresentada uma fundamentação teórica com os principais

aspectos da circulação atmosférica e oceânica subtropical do Oceano Atlântico Sul.

I.1 O Padrão de Ventos Sobre o Atlântico Sul

De maneira geral, o clima do Atlântico Sul (AS) é dominado por um sistema de alta pressão atmosférica semipermanente nos subtrópicos, similar ao encontrado em todas as bacias oceânicas (Stramma, 1989). Este sistema é limitado a norte pelos Alísios de sudeste e a sul pelo Cinturão de Ventos de Oeste. Apresentando sazonalidade bem marcada, no verão austral, a alta do AS está centrada em torno de 32°S e 5°W, com a pressão central pouco acima de 1021 mbar. No inverno, a pressão no seu centro eleva-se em torno de 1025 mbar e desloca-se cerca de 800 km para noroeste a, aproximadamente, 27°S e 10°W. (Peterson & Stramma, 1991). Em médias e altas latitudes, o campo de pressão atmosférica apresenta isóbaras aproximadamente zonais, produzindo os ventos de oeste, os quais se estendem para sul até o cinturão polar de baixa pressão centrado próximo a 65°S (Peterson & Stramma, 1991).

Em escalas subsazonais, no hemisfério sul, o padrão de variabilidade climática extratropical mais energético em baixa atmosfera é o Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode*) ou também denominado Oscilação Antártica (Thompson & Wallace, 2000; Roemmich *et al* 2007; Visbeck, 2009). O Modo Anular Sul (MAS) é caracterizado por uma alternância em larga escala do campo de pressão atmosférica entre médias (40-50°S) e altas (>65°S) latitudes (Thompson & Wallace, 2000; Meredith *et al.*, 2004). Índices MAS positivos (negativos) referem-se a anomalias negativas (positivas) de pressão ao longo de altas latitudes e positivas (negativas) em médias latitudes (Thompson & Wallace, 2000). O MAS descreve, assim, uma oscilação meridional do fluxo de massa atmosférica entre essas latitudes, como uma gangorra (Gong & Wang, 1999).

As tendências decadais e variabilidades interanuais neste modo representam uma fração substancial da variabilidade do forçamento do vento em baixa-frequência na circulação oceânica subtropical e subpolar (Roemmich *et al*, 2007). Como exemplificação desta conexão, o campo de TSM em médias

latitudes apresenta forte correlação com o índice MAS (Yuan & Yonekura, 2011), assim como a variabilidade interanual do transporte via Passagem de Drake (Meredith *et al.*, 2004).

Nas últimas três décadas, iniciando-se em 1979, estudos vêm mostrando uma tendência positiva nos índices MAS (Thompson *et al.*, 2000. Thompson & Solomon, 2002, Marshall, 2003). No entanto, esta tendência não é simplesmente monotônica, pois é modulada pelas estações do ano, sendo significativa somente durante o verão e outono (Gillett & Thompson, 2003; Marshall, 2007). As mudanças no MAS são apontadas como consequências de influências antrópicas, como o efeito estufa e a depleção do ozônio na estratosfera (Thompson & Solomon, 2002; Kushner *et al.*, 2001).

Dinamicamente, valores positivos do índice MAS correspondem a um fortalecimento dos ventos de oeste subpolares, em cerca de 55°S, e, anomalias de leste em médias latitudes, levando ao enfraquecimento dos ventos de oeste nestas regiões. Esta configuração resulta no aumento do rotacional da tensão de cisalhamento do vento sobre os giros subtropicais oceânicos (Cai, 2006; Roemmich *et al.*, 2007). Cai *et al.* (2005), relacionam a variabilidade do MAS à intensificação e o deslocamento para sul do supergiro oceânico, explicada, basicamente, pelo balanço de Sverdrup.

I.2 O Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Corrente do Brasil

O campo médio de circulação em larga escala do oceano superior pode ser relacionado à distribuição do vento em superfície, segundo o balanço de Sverdrup (Sverdrup, 1947). Admitindo-se um estado estacionário, esta teoria nos dá uma relação entre rotacional da tensão de cisalhamento do vento e o transporte de volume no interior das bacias oceânicas.

De acordo com o apresentado na seção anterior, o cisalhamento da componente zonal dos ventos médios predominantes, de leste em baixas latitudes e de oeste em médias latitudes, induz uma circulação anticiclônica no oceano superior. Este padrão de circulação é referido como os giros subtropicais, cujo transporte no interior das bacias oceânicas flui em direção ao Equador, no chamado interior Sverdrupiano. Como fluxo compensatório, as correntes de contorno oeste fluem em direção aos polos. A variação latitudinal da taxa da rotação da Terra induz uma assimetria zonal dos giros e intensifica os fluxos próximos à fronteira oeste (Piola & Matano, 2001), formando as intensas e mornas Corrente de Contorno Oeste. Desta forma, o rotacional do vento determinaria a força e o padrão espacial do giro (Munk, 1950).

De maneira simplificada, o giro subtropical do Atlântico Sul (GSAS) é constituído de quatro correntes principais: Corrente Sul Equatorial, Corrente do Brasil, Corrente do Atlântico Sul e Corrente da Benguela. Iniciando-se pelo braço norte do giro, tem-se o fluxo para oeste da Corrente Sul Equatorial (CSE), a qual cruza o Atlântico e se bifurca ao encontrar a margem da América do Sul, em cerca de 15°S, dando origem a Corrente Norte do Brasil (CNB) e a Corrente do Brasil (CB) (Stramma *et al.*, 1990; Podesta *et al.*, 1991; Piola & Matano, 2001). Esta última constitui o fluxo de oeste do GSAS e se desloca para sul-sudoeste bordejando a margem continental do Brasil, Uruguai e Argentina (Matano *et al.*, 1993).

Em cerca de 38°S, o fluxo quente e salino da CB encontra o fluxo frio e relativamente menos salino da Corrente das Malvinas (CM), um braço da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) (Garzoli, 1993; Matano *et al.*, 1993; Piola & Matano, 2001), gerando uma forte frente termohalina, com gradientes

horizontais de temperatura superior a 1°C por 100m (Gordon & Greengrove, 1986). Este encontro constitui a conhecida Confluência Brasil-Malvinas, onde então ambas as correntes se curvam para leste alimentando a Corrente do Atlântico Sul (CAS). A CAS flui para leste, se distinguindo da Corrente Circumpolar Antártica pela frente subtropical, onde nas imediações da margem continental africana é defletida para norte-noroeste dando origem a Corrente da Benguela (CBg), a qual fecha o padrão do giro Subtropical (Peterson & Stramma, 1991). Esta última é primariamente alimentada pelas águas da CAS, porém, também recebe águas da Corrente das Agulhas (CA) e águas superficiais subantárticas, provenientes de perturbações na frente subtropical (Peterson & Stramma, 1991).

Um esquema da circulação superficial do AS pode ser visto na Figura 1, a seguir.

Figura 1 – Representação esquemática da circulação superficial do giro subtropical do Atlântico Sul e outras correntes associadas. Baseado em Peterson & Stramma (1991), com mapa batimétrico baseado em dados ETOPO5.

A visão acima se apresenta bastante simplificada visto que, ainda hoje há discussão sobre a estrutura do giro, principalmente em sua borda oeste. Discute-se a ocorrência deste padrão anticiclônico em maiores profundidades, em níveis picnoclínicos e intermediários. A Corrente do Brasil seria alimentada pela CSE em diferentes níveis com diferentes latitudes de bifurcação. Esta composição de escoamentos confere uma estrutura vertical complexa e única ao giro subtropical do AS e a CB no transcorrer de seu deslocamento (Garzoli, 1993; Stramma & England, 1999; Silveira *et al.*, 2004).

Em seu sítio de origem, próximo a 10°S, e, até 20°S, a CB apresenta somente 200m de espessura e transporta apenas uma massa de água superficial identificada como Água Tropical (AT). Ao sul de 20°S, alimentada em nível picnoclínico pela Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a CB se espessa alcançando entre 400-500 m (Evans & Signorini, 1985; Silveira *et al.*, 2000). Enfim, a sul de 28°S, o fluxo da Água Intermediária Antártica (AIA) é incorporado à CB, quando sua extensão vertical alcança cerca de 1.220m (Boebel *et al.*, 1999; Schmidt *et al.*, 2000; Piola & Matano, 2001).

A inclusão do fluxo da AIA à CB ainda é motivo de discussão entre a comunidade científica. No entanto, os resultados de Schmidt *et al.* (2000) demonstram que a circulação intermediária no AS é uma larga extensão do sistema de giro subtropical dirigido pelo vento, assim como já havia sugerido Buscaglia (1971), Reid *et al.* (1977), Muller *et al.* (1998) e Stramma & England (1999).

Essa massa de água intermediária é advectada recém-formada pela Corrente das Malvinas para a região da confluência Brasil-Malvinas. Após deixar a fronteira continental se curva para leste no giro anticiclônico subtropical e flui ao redor da parte leste do giro, alcançando a costa da América do Sul novamente em cerca de 25°S. Nas proximidades desta latitude o fluxo de AIA se bifurca, onde a norte de 25°S se movimenta rumo ao Equador, formando a Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCI), e a sul flui rumo aos polos, incorporando a CB (Reid *et al.*, 1977, Muller *et al.*, 1998; Stramma & England, 1999). A adição deste fluxo para sul contribui para o aumento de transporte de volume da CB observada ao sul de 28°S (Piola & Matano, 2001).

Alguns autores (e.g. Zemba & McCartney, 1988; Zemba, 1991) ainda defendem a inclusão da corrente de contorno profunda à CB, cujo fluxo ocorre em profundidades superiores a 2.000 m transportando a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Esta, por sua vez, é originária do Atlântico Norte e cruza o oceano seguindo no ramo inferior da circulação termohalina pela Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP) (Reid *et al.*, 1977; Silveira *et al.*, 2000; Piola & Matano, 2001). No entanto, neste estudo, considera-se como CB, o fluxo constituído pela AT, ACAS e AIA, devido a principal forçante do fluxo destas se relacionar ao forçamento pelo vento, tema de estudo deste trabalho (Stramma & England, 1999; Schmidt *et al.*, 2000).

A Figura 2 apresenta um esquema da estrutura vertical da CB, CCI e CCP ao longo do Atlântico Sul e as respectivas massas de águas advectadas ao longo dessas correntes.

Figura 2 – Estrutura vertical da Corrente do Brasil, Corrente de Contorno Intermediária e Corrente de Contorno Profunda no Atlântico Sul, com suas respectivas massas de água envolvidas: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul, Água Intermediária Antártica e Água Profunda do Atlântico Norte. Também são representados a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Subcorrente Norte do Brasil (SNB). Modificado de Soutelino *et al.* (2013).

I.2.1 Estrutura e Transporte da Corrente do Brasil

A Corrente do Brasil é classificada como uma CCO de baixa magnitude em termos de transporte, principalmente quando comparada com a sua congênere no Hemisfério Norte, a Corrente do Golfo (CG) (Stramma *et al.*, 1990; Peterson & Stramma, 1991). Caso a circulação oceânica fosse somente explicada em termos do balanço de Sverdrup aplicado ao campo de estresse do vento, as CCO's mundiais deveriam apresentar aproximadamente a mesma intensidade (Garzoli, 1993). Em 1965, Stommel (1965) propôs uma explicação qualitativa bem aceita atualmente para a baixa magnitude de transporte da CB. Segundo o autor, a diferença entre a CB e a CG poderia ser explicadas pela ação da circulação termohalina. Esta tende a incorporar o transporte da CG e reduzir o da CB, por apresentar fluxo oposto a esta no hemisfério sul.

A hipótese de Stommel (1965) é reafirmada ao se atentar para a bifurcação da CSE, fonte primária do fluxo da CB. Segundo Stramma *et al.*(1990), em níveis superficiais, o braço sul da Corrente Sul Equatorial com 16 Sv de transporte, alimentam com 12 Sv a Corrente Norte do Brasil (CNB) e apenas 4 Sv fluem para sul constituindo a CB. Vale ressaltar que a CNB flui para norte como parte do fluxo inter-hemisfério (Silveira *et al.*, 1994) que representa a perda de massa superficial para o Atlântico Norte (Piola & Matano, 2001) necessária para a manutenção da célula de revolvimento meridional (Peterson & Stramma, 1991).

A Corrente do Brasil tem início na bifurcação no braço sul da CSE, esta feição apresenta um ciclo anual, no qual o eixo de bifurcação migra de 10°S, em novembro, a 14°S, em julho, de acordo com Rodrigues *et al.*(2007). A CB apresenta intensa atividade de mesoescala ao longo de toda a sua advecção (Silveira *et al.*, 2000). Soutelino *et al.*(2011), relata que próximo ao seu sítio de origem a assinatura da CB não é reconhecida, somente é possível a detecção de um fluxo médio sem uma direção preferencial com dominância de estruturas vorticais. Já entre 15° e 20°S, observa-se um fluxo para sul que bordejia a margem continental, o qual pode indicar uma CB contínua, ou simplesmente um fluxo resultante de uma média de uma sucessão de estruturas vorticais anti-horárias (Soutelino *et al.*, 2011).

Nestas latitudes, a CB demonstra ser um jato raso, com cerca de 150 a 200 m de espessura carreando Água Tropical (AT), com o transporte de volume em cerca de 2 a 4 Sv (Stramma & England, 1999; Soutelino *et al.*, 2011). Essa massa de água apresenta temperaturas acima de 20°C e salinidades acima de 36 (Emilson, 1960). Segundo Piola & Matano (2001), as altas temperaturas da AT estão associadas ao ganho de calor da atmosfera em baixas latitudes, enquanto as altas salinidades são devido à perda de água doce nas médias latitudes.

O problema em estimar o transporte da CB em sua região norte é que ela é rasa e uma parcela substancial do seu fluxo ocorre sobre a plataforma continental, um comportamento que é recorrente até em mais altas latitudes (Piola & Matano, 2001). Signorini (1978) determina a borda oeste da CB, em torno de 20°S, por um intenso gradiente de temperatura que coincide com a isóbata de 100 metros e Matano *et al.* (2010) afirma que a CB apresenta intrusões esporádicas na plataforma continental do sudeste brasileiro.

A partir de 20°S, a CB passa a receber a contribuição picnoclínica da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e seu jato se espessa até 400-500 m de profundidade (Evans & Signorini, 1985; Silveira *et al.*, 2000). A ACAS é uma água de termoclina formada na Convergência Subtropical, a qual apresenta temperaturas entre 6°C a 20°C, e salinidades entre 34,6 e 36 (Silveira *et al.*, 2000). Em cerca de 20,5°S, Evans *et al.* (1983) indicam que o transporte geostrófico da CB é de 3,8 Sv relativos ao nível de referência de 500 m.

Conforme flui para sul, a CB desenvolve meandros que eventualmente se fecham em vórtices (Signorini, 1978). Ao largo de Vitória, nas imediações do Cabo de São Tomé e de Cabo Frio, e, ao longo da Bacia de Santos, essas estruturas têm sido observadas de forma recorrente (Campos *et al.*, 1995; Silveira *et al.*, 2004; Calado *et al.*, 2006; Ceccopieri, 2011).

Diversos estudos visam elucidar o mecanismo pelo qual se dá a intensa atividade de mesoescala associada à CB. Foram propostos: (i) modelos conceituais de conservação de vorticidade potencial associados a anomalias topográficas e a configuração da margem continental; (ii) impulsos por instabilidade barotrópica e baroclínica - devido ao fluxo contrário da Corrente

de Contorno Intermediária incorporada pela AIA, que nesta região se desloca para norte -; (iii) e até mesmo impulsos relacionados à colisão com vórtices longínquos das Agulhas (Calado, 2001; Campos *et al.*, 1995; Silveira *et al.*, 2008; Mano *et al.*, 2009; Soutelino *et al.*, 2011; Guerra 2011).

Segundo Campos *et al.* (1995), próximo à latitude de 25°S, a CB se apresenta mais robusta em termos de transporte, apresentando 7,3 Sv em relação a 750 m. Esse incremento no transporte após 24°S tem sido associado à presença de uma célula de recirculação do giro subtropical (Gordon & Greengrove, 1986) e conferiria a CB um aumento meridional do transporte em 5% por 100km, o qual é similar à taxa de crescimento da Corrente do Golfo no Atlântico Norte (Peterson & Stramma, 1991).

Após este ganho de volume, a CB é novamente alimentada, desta vez pela Água Intermediária Antártica (AIA) na região da Bacia de Santos, entre 25°S e 28°S. A base do jato da CB, então, alcança aproximadamente 1.000m de profundidade, transportando cerca de 10 a 12 Sv (Muller *et al.*, 1998; Stramma & England, 1999). Com o fluxo contínuo para sul, novamente observa-se o ganho no transporte, em cerca de 33°S, segundo Stramma (1989), o transporte total da CB é de aproximadamente 18 Sv. Em seus dados, este autor, observa a presença de uma célula de recirculação nos primeiros 1.400 m de coluna d'água. Já entre 35,2°S e 38°S, Gordon & Greengrove (1986) e Gordon (1989) sugerem um total de 19 a 22,5 Sv, enquanto Garzoli (1993) assinala um transporte total de 23 Sv.

A Tabela 1 apresenta uma compilação de valores para os transportes da CB ao longo de sua advecção meridional pela margem leste sul-americana, baseado em variados estudos observacionais e numéricos.

Tabela 1 Compilação de valores de transporte através de trabalhos pretéritos realizados ao longo da CB, com a Inserção de informações de Silveira *et al.*(2000, 2007).

Latitude	Referência	Objeto de Análise	Transporte (Sv)*	Prof. referência(m)
9-13°S	Stramma <i>et al.</i> (1990)	Dados hidrográficos	4,1	390-510
15°S	Stramma <i>et al.</i> (1990)	Dados hidrográficos	6	470-530
16,25°S	Servino (2011)	Numérico (SODA)	3,19	
19°S	Miranda & Castro (1981)	Dados hidrográficos	6,5	500
21,7°S	Evans <i>et al.</i> (1983)	Dados batitermométricos e hidrográficos	4,4	500
21°S	Schmid <i>et al.</i> (1995)	Dados hidrográficos	9,4	600
21°S	Silveira <i>et al.</i> (2005)	Numérico	6,7/7,9	
21,75°S	Servino (2011)	Numérico (SODA)	5,77	
22°S	Lima (1997)	Correntômetro	5,5 ±2,6	
23°S	Stramma (1989)	Dados Hidrográficos	10,2	600
23°S(CF)	Signorini <i>et al.</i> (1989)	Dados batitermométricos/ hidrográficos	2,8/3,3	500
23°S(CF)	Evans & Signorini (1985)	Perfilador Pegasus	11	
23,5°S	Signorini (1978)	Dados hidrográficos	9,4	600
24°S	Muller <i>et al.</i> (1998)	Correntômetro	1,3	
24°S	Stramma (1989)	Dados Hidrográficos	9,6	600
23°S	Evans & Signorini (1985)	Perfilador Pegasus	11	
23,5-26.5	Godoi (2005)	Dados Hidrográficos	5,32	480
25°S	Campos <i>et al.</i> (1995)	Dados Hidrográficos	7,3(8,8)	750(900)
27°S	Zemba (1991)	Dados Hidrográficos	11,7	Isopicnal de 27,2
28°S	Muller <i>et al.</i> (1998)	Correntômetro	16,2	
28-30°S	Fisher (1964)	Dados Hidrográficos	11,4	1550-1600
29,75°S	Servino (2011)	Numérico (SODA)	14,30	
30°S	Rodrigues <i>et al.</i> (2010)	GEM	20,9	
31°S	Garfield (1990)	Perfilador Pegasus	18	
31°S	Zemba (1991)	Dados hidrográficos	22,8	isopicnal de 27,1
32°S	Stramma (1989)	Dados Hidrográficos	19,2(13,3)	800(1.600)
33°S	Stramma (1989)	Dados Hidrográficos	17,5	800/1.600
35,2-36,5	Garzoli (1993)	Dados acústicos	24	
38°S	Gordon & Greengrove (1986)	Dados Hidrográficos	19	1400

* todos os transportes listados apresentam direção sul-sudeste e estão em Sv ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

Devido a estas variações de volume acompanhando sua advecção para sul, diversos autores defendem a existência de células de recirculação ao longo da CB (e.g. Tsuchiya, 1985; Gordon & Greengrove, 1986; Stramma, 1989;

Ceccopieri, 2011). No entanto, não parece haver um acordo sobre as principais características dessas feições.

Stramma & Peterson (1990) e Peterson & Stramma (1991) atentam a presença de uma célula de recirculação anticiclônica, quase estacionária, se iniciando na Confluência Brasil-Malvinas, fluindo para norte alinhado ao meridiano de 53°W e vertendo-se para oeste em torno de 28°-30°S. Já Mattos (2006), Tsuchiya (1985) e Vianna & Menezes (2005) sugerem que próximo de 27°S, cerca de 80% do escoamento da CB recircula, como um escoamento de retorno propondo a existência de 2 “subgiros”. Enquanto Ceccopieri (2011) defende que a recirculação interna do giro é bipartida na porção central da Bacia de Santos formando 2 células de recirculação confinadas zonalmente ao contorno oeste. Segundo o autor, a célula de recirculação encontrada mais ao norte, nas proximidades da Cadeia Vitória-Trindade (20°S até 25-28°S) é mais rasa e evidente na circulação do oceano superior, onde apresenta um caráter baroclínico. Já a célula de recirculação posicionada a sul desta, se estende entre 30°S a 40°S, e, é mais espessa verticalmente, com regime de circulação dominante barotrópico (Ceccopieri, 2011).

Por fim, ao final do seu deslocamento ao longo da margem Sul-Americana, a CB se separa da costa, entre 33 e 38°S, apresentando uma média em torno de 36°S (Olson *et al.*, 1988; Podesta *et al.*, 1991). Nesta latitude ocorre o encontro com o fluxo para norte das Malvinas formando a Zona de Confluência Brasil-Malvinas, uma das regiões mais energéticas dos oceanos (Sarceno *et al.*, 2004).

Estudos recentes comprovam uma tendência de longo termo na migração da Confluência, o que estaria relacionado ao campo de vento sobre o AS (Lumpkin & Garzoli, 2011; Goni *et al.*, 2011). Uma vez que há correlação entre a posição da confluência e o transporte da CB (Matano *et al.*, 1993) e se tem observado variabilidades no padrão dos giros subtropicais associadas a mudanças no campo de vento em larga escala (e.g. Cai *et al.*, 2005; Cai, 2006; Hill *et al.*, 2008; Biastoch *et al.*, 2009; Wu *et al.*, 2012) se torna circunstancial, para o entendimento da variabilidade climática do AS, o conhecimento da variabilidade do transporte da CB.

I.3 Hipótese Científica

A hipótese a ser testada neste trabalho é a seguinte:

"O transporte de volume pela Corrente do Brasil pode estar se alterando em consequência à intensificação e migração, em direção ao polo, dos ventos de oeste no hemisfério Sul."

II. Objetivo

O presente trabalho tem por objetivo geral analisar se existe alteração no transporte da Corrente do Brasil em resposta a tendência de intensificação e migração para o sul observada nos ventos de oeste e a concomitante intensificação do rotacional do campo de vento sobre o Atlântico Sul.

São identificados os seguintes objetivos específicos:

- Analisar e quantificar as variações nos produtos de vento fornecidos pela Reanálise I do *National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), entre os anos de 1960 e 2010.
- Calcular, através dos dados de vento, o transporte integrado de Sverdrup (Sverdrup, 1947) resultante para a CCO relacionada ao giro subtropical do Atlântico Sul.
- Analisar a resposta oceânica nas saídas de rodada de modelo numérico forçado com os produtos da Reanálise I do NCEP/NCAR, entre os anos de 1960 e 2010, no domínio geográfico que inclui a região central (30°S) da Corrente do Brasil.
- Avaliar correlações entre o transporte da CB e as diferentes variáveis do campo de rotacional do vento em superfície (média sobre toda a bacia do Atlântico Sul, linha de rotacional nulo, linha de rotacional máximo, índice MAS).

III. Materiais e Métodos

O trabalho se inicia com a análise do campo de vento sobre o Atlântico Sul (AS) e o cálculo do transporte integrado de Sverdrup, através do campo de vento supracitado analisando suas tendências de longo termo. Por fim, utiliza-se a saída de um modelo numérico abrangendo toda a região do Atlântico e Índico, forçado com o mesmo campo de vento, para avaliar as respostas oceânicas frente às variabilidades encontradas.

III.1 Campo de vento da Reanálise I NCEP/NCAR

Os dados da Reanálise I do NCEP/NCAR são fornecidos pelo *National Center for Environmental Prediction – NCEP* (Kalnay *et al.*, 1996) e consistem em informações das médias mensais das componentes, zonal e meridional, da velocidade do vento a 10 metros de altitude. Os dados da Reanálise I são disponíveis em uma grade Gaussiana T62 (aproximadamente 2° x 2° de resolução) e abrangem o período de 1948 ao presente. Neste estudo, foram considerados, somente os anos de 1960 a 2010.

As componentes da tensão de cisalhamento do vento podem ser obtidas através da *bulk* fórmula quadrática dependente da velocidade a 10m de altitude através da equação (Hellerman & Rosenstein, 1983):

$$\vec{\tau} = (\vec{\tau}_X, \vec{\tau}_Y) = \rho_{ar} \cdot C_D \cdot |\vec{V}| (\vec{u}, \vec{v})_k \quad (\text{Eq. 1})$$

onde o vetor de tensão $\vec{\tau}$ é assumido a ser paralelo ao vetor de velocidade $\vec{V}$ com componente zonal $\vec{u}$, componente meridional $\vec{v}$ e magnitude $|\vec{V}|$. A equação acima ainda envolve a utilização da densidade do ar ao nível do mar (ρ_{ar}) e um coeficiente de arrasto C_D adimensional. No presente estudo é utilizado um coeficiente de arrasto constante ao longo de todo do domínio proposto por Kara *et al.*(2007) com o valor de $1,25 \cdot 10^{-3}$.

A componente vertical do campo do rotacional da tensão de cisalhamento do vento,

$$(\nabla \times \tau)_k = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \quad (\text{Eq. 2})$$

- onde: o índice k indica a componente vertical, y meridional e x componente zonal dos versores e $\frac{\partial}{\partial x}$ e $\frac{\partial}{\partial y}$ a derivada parcial nas direções x (zonal) e y (meridional), respectivamente – foi calculada através de um esquema de diferenças finitas de segunda ordem centradas no espaço.

O cálculo do campo do rotacional da tensão de cisalhamento do vento para todo o domínio do Atlântico Sul, entre as longitudes de 20°E e 70°W e latitudes de 0° a 60°S, possibilitou a aferição de variáveis relacionadas a esta forçante atmosférica. A evolução temporal da média regional do campo rotacional, entre 10°S e 50°S, assim como, a série temporal da posição latitudinal da linha de máximo e nulo do rotacional mediado zonalmente foram aferidas entre os anos de 1960 e 2010.

Para a melhor análise da variabilidade interanual de longo-termo nessas variáveis efetuou-se uma filtragem no domínio da frequência com a utilização de um filtro digital passa-baixa com frequência de corte de 1/4 anos. A filtragem foi realizada seguindo a metodologia descrita em Emery & Thompson (2001) e é detalhada mais adiante ao final da seção de materiais e métodos. Este processo tem a finalidade de retirar a oscilação relacionada a eventos sazonais, anuais e de menor frequência como *El Nino*.

As tendências lineares de longo termo, entre os anos 1960 e 2010, e o percentual de variância explicada por estas em relação às séries filtradas, foram calculadas através do método dos mínimos quadrados, o qual será apresentado em detalhe ao final da seção de metodologia.

III.1.1 Transporte Integrado de Sverdrup

Como uma primeira avaliação do efeito do campo de vento sobre a circulação oceânica propõe-se o cálculo do transporte Sverdrupiano. O balanço de Sverdrup é a equação da vorticidade linear derivada em um estado estacionário e integrada da superfície oceânica a uma profundidade de

movimento nulo, onde a circulação não seria mais dirigida pelo vento (Sverdrup, 1947). Como resultado, se tem um balanço para o interior oceânico, onde a vorticidade induzida pelo forçamento do vento é compensada pela advecção meridional de vorticidade planetária, dada pela equação abaixo:

$$\beta \cdot \bar{V} = \frac{(\nabla \times \vec{\tau})_k}{\rho_0} \quad (\text{Eq. 3})$$

sendo $\beta \equiv \frac{df}{dy}$ a variação meridional do parâmetro de coriolis (f), $\bar{V}$ o transporte de volume meridional dado pelo balanço de Sverdrup, ρ_0 a densidade da água do mar e $(\nabla \times \vec{\tau})_k$ a componente vertical do rotacional da tensão de cisalhamento do vento $\vec{\tau}$.

A Eq.3 acima demonstra que o transporte meridional de massa não depende diretamente da tensão de cisalhamento do vento, mas sim do seu campo rotacional. Com ela, tem-se que, as localidades onde a componente vertical do rotacional é nula, são especificadas como fronteiras naturais que separam os giros oceânicos.

Para manter a continuidade dos fluxos nas bacias oceânicas deve haver um fluxo de massa de mesma ordem e em direção oposta ao fluxo de massa total de Sverdrup (Pedlosky, 1987). O retorno no transporte ao longo de todo o interior sverdrupiano, por argumentos de conservação de vorticidade, deve retornar pelas CCO's (Stommel, 1948; Munk, 1950). Logo, a integral de todo o transporte de Sverdrup ao longo de uma latitude deve-se apresentar semelhante ao fluxo da Corrente de Contorno Oeste associada (Hellerman & Rosenstein, 1983, Pedlosky, 1987). Para o cômputo do transporte integrado de Sverdrup utilizou-se a Eq.3 em sua forma integrada zonalmente, considerando o continente africano como a fronteira inicial de integração.

Esta metodologia já fora utilizada ao longo do Atlântico Sul por Mascarenhas *et al.*(2001). Os autores afirmam que a concordância do transporte de Sverdrup e o transporte da Corrente do Brasil observado em certas latitudes sugeriria que nessas regiões a contribuição da parte da circulação forçada pelo vento é preponderante à termohalina. Os estudos de Cai (2006), Cai *et al.*(2005) e Saenko *et al.*(2005) utilizam o balanço de

Sverdrup para examinar a resposta oceânica a mudanças no forçamento do vento sobre as bacias oceânicas.

No presente estudo, será analisada com detalhe a série do transporte integrado de Sverdrup ao longo da latitude central do giro subtropical, 30°S. A esta também foi aplicado o processo de filtragem e o cálculo da tendência linear utilizada nas variáveis do campo de vento, conforme descrito na seção anterior.

III.2 Descrição do modelo numérico utilizado - HYCOM

Neste trabalho foram analisados produtos de uma simulação numérica denominada AT1a0.25 (Campos, *et al.*, comunicação pessoal) implementada com o uso do Modelo Oceânico de Coordenadas Híbridas (*Hybrid Coordinates Ocean Model* - HYCOM) e executada em computadores do Laboratório de Modelagem Numérica de Processos Oceânicos do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (LABMON; IOUSP). Os campos analisados consistem em médias mensais das variáveis dinâmicas e termodinâmicas oceânicas.

HYCOM (Bleck *et al.*, 1992) é um modelo oceânico de coordenadas híbridas que tem como característica principal sua capacidade de adaptar suas coordenadas verticais para a mais adequada, dependendo da região e das condições oceânicas. De uma forma geral, esse modelo utiliza: coordenadas isopícnais - superfícies de constante densidade - no interior do oceano; coordenadas sigma - frações da profundidade local - no talude e plataforma continental; e coordenadas cartesianas z na camada de mistura e nas regiões mais rasas, próximas à costa.

A versão implementada no LABMON considera toda a bacia do Oceano Atlântico e do Índico, na região geográfica delimitada por 98°O – 114,25°E; 69°S – 60°N, utilizando como topografia de fundo o conjunto de dados batimétricos ETOPO5 (*5-minute gridded elevation data - Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988*). A resolução espacial

horizontal adotada é de $\frac{1}{4}$ de grau em projeção *Mercator* com 22 camadas híbridas na vertical. Abaixo na Figura 3 é apresentada a batimetria utilizada na implementação ATla0.25.

Figura 3— Batimetria utilizada como contorno de fundo da simulação ATla0.25, baseado na base topográfica ETOPO5.

Como forçantes foram utilizadas médias mensais dos produtos da Reanálise I do NCEP/NCAR, com variabilidade interanual. As variáveis utilizadas foram: tensão de cisalhamento do vento; fluxos radiativos; precipitação e temperatura da superfície do mar. Nos contornos abertos, aplicou-se uma condição de relaxamento na estrutura termohalina para a climatologia do *World Ocean Atlas 2005 Series* (WOA05) (Locarnini *et al.*, 2006). Adicionalmente, prescreveu-se um fluxo barotrópico de 148 Sv entre as latitudes de 40°S e 65°S, como representação da Corrente Circumpolar Antártica com características reais. Esse valor de transporte foi definido através

de um estudo de sensibilidade utilizando-se como parâmetro a localização da Confluência Brasil Malvinas. A temperatura da superfície do mar foi relaxada para dados de TSM do NCEP/NCAR com uma taxa de decaimento de 30 dias.

O modelo foi inicializado a partir do repouso, com campos termohalinos tridimensionais da climatologia WOA05. O modelo foi aquecido por um período de 10 anos até atingir uma situação estável, forçado inicialmente com dados climatológicos do COADS (*Comprehensive Atmospheric Data Set*, Slutz *et al.*, 1985). O resultado desse “aquecimento” foi então utilizado como condição inicial para a rodada datada com os dados do NCEP/NCAR, a partir de janeiro de 1948. Apesar desse “*spin-up*” climatológico, o modelo ainda tem um período de ajustamento com as novas condições, as análises do presente trabalho, logo, as análises do presente estudo iniciam-se a partir de janeiro de 1960.

A Figura 4 refere-se ao domínio geográfico do experimento AT1a0.25 representado por um campo de temperatura da superfície do mar simulado.

Figura 4– Temperatura da Superfície do Mar, campo médio para o dezembro de 2010.

III.2.1 Análise dos resultados do experimento

Os resultados do experimento serão discutidos baseando-se em literatura disponível para região, já abordada, em sua maior parte, na seção de **Introdução** deste estudo. Adicionalmente, para avaliar a evolução temporal dos campos modelados serão realizadas comparações com dados de satélite disponíveis em suas maiores extensões temporais.

III.2.1.1 Dados de Satélite

Para melhor avaliar o desempenho do modelo para a bacia do Atlântico Sul, os resultados da simulação ATla0.25 foram comparados com dados extraídos de imagens de satélite.

Resultados de altura da superfície do mar (ASM) são comparados a dados de topografia dinâmica. Esses dados são produtos gerados pelo sistema Ssalto/Duacs (*Segment Sol Multimissions d'Altimétrie, d' Orbitographie et de Localisation/Data Unification and Altimeter Combination System*) e distribuído pela AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data*), com suporte do *Centre National d'Etudes Spatiales*. Os dados utilizados neste estudo são campos com resolução espacial de $\frac{1}{4}$ de grau dispostos em uma grade cartesiana, com cobertura global, e resolução temporal semanal entre os anos de 1993 e 2010. A topografia dinâmica é a altura da superfície do mar sobre o geoide, e será referida daqui em diante como ASM da AVISO. Considerando o efeito de regiões mais rasas que 1.000m, devido à ação da onda de maré, nos dados altimétricos, estas regiões foram excluídas da análise de correlação entre os campos simulados e os satelitais.

Campos de temperatura da superfície do mar (TSM) do experimento foram comparados a campos de TSM com dados extraídos de satélite. Estes são produtos derivados do radiômetro *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) do projeto *Pathfinder Version 5* (Casey *et al.*, 2010). Os dados radiométricos são coletados e processados pelo *National Oceanographic Data Center* (NODC) em cooperação com a Universidade de Miami, e os produtos são disponibilizados pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Esses dados possuem resolução espacial de 4 km,

resolução temporal de 1 mês, e compreendem o período de janeiro de 1985 a dezembro de 2009. Os dados do Pathfinder possuem níveis de qualidade com valores que variam entre 0 e 7. Esses níveis são definidos em uma série de testes que levam em consideração, entre outros fatores, a cobertura de nuvens (Kilpatrick *et al.*, 2001). Neste estudo, somente foram considerados dados de níveis de qualidade entre 4 e 7, pois a partir do nível 4 os dados não apresentam influência de nuvens.

Para a realização das correlações entre os campos do modelo numérico e dos produtos satelitais para a região da bacia do AS, estes foram interpolados para os mesmos pontos de grade do experimento ATla0.25, entre as latitudes de 60°S a 0° e longitudes de 70° W e 20°E. Obteve-se, assim, uma série de coeficientes de correlação para os campos mensais ao longo de toda a extensão temporal dos dados de satélite, de 1993 a 2010 para dados AVISO e de 1985 a 2009 para dados *Pathfinder*.

III.3 Cálculo do Transporte da Corrente do Brasil modelada

O transporte de volume consiste em uma medida semelhante à vazão, ou seja, é calculado para uma dada área a quantidade de volume que a atravessa perpendicularmente, por unidade de tempo. Ao se considerar uma área $\vec{A}$, um vetor $\vec{n}$ normal a $\vec{A}$, e $\vec{u}$ a velocidade do fluxo que passa por $\vec{A}$, o transporte de volume será calculado por:

$$T_v = \iint_A \vec{u} \cdot \vec{n} dA \quad (\text{Eq. 4})$$

No caso do transporte de volume relacionado a uma seção vertical zonal, ao longo de uma latitude, a área utilizada na equação acima é representada por um espaçamento zonal (dimensão x) e vertical (dimensão z). Logo, o cálculo do transporte toma nova forma, tendo em vista a predominância de um transporte meridional:

$$T_v = \iint v(x, y) dx dz \quad (\text{Eq. 5})$$

sendo $v(x, y)$ a velocidade meridional.

Na literatura existem divergências quanto à metodologia utilizada para averiguar o transporte da CB. Alguns autores consideram como o transporte da CB o fluxo total integrado em uma determinada região geográfica ao longo dos primeiros 1.000m de coluna de água ou segundo a escolha de um nível de referência (e.g. Rodrigues *et al.*, 2010). Entretanto, é comumente observado o cálculo do transporte da CB como sendo somente o fluxo para sul encontrado em uma determinada área geográfica, geralmente limitada pela posição de estações hidrográficas ou pela mudança de direção da velocidade meridional (e.g. Stramma, 1989; Garzoli, 1993).

No entanto, há grande dificuldade em se delimitar uma região geográfica exclusiva à CB, devido à sua intensa atividade de mesoescala, a qual acarreta a migração do seu eixo e frequentes incursões sobre a plataforma continental, (Signorini, 1978; Peterson & Stramma, 1991; Matano *et al.*, 2010; Piola & Matano, 2001).

Neste estudo, optou-se pela averiguação da série de transporte ao longo da latitude de 30°S, onde o fluxo da CB encontra-se mais organizado e com maior barotropicidade (Silveira *et al.*, 2000; Ceccopieri, 2011).

Para a delimitação da área a ser integrada ao longo da seção zonal, serão utilizadas características inerentes aos resultados do modelo numérico utilizado. Como delimitação horizontal, optou-se por utilizar a concentração de energia cinética como principal indicador, visto que os fluxos das CCO's se apresentam como os mais energéticos dos oceanos (Peterson & Stramma, 1991; Wu *et al.*, 2012). Como delimitação vertical utilizou-se o limite isopícnal da AIA como já discutido na seção de **Introdução, item 1.2**.

O limite vertical da CB, neste estudo sendo a corrente integrada pelas massas de água AT, ACAS e AIA, foi delimitado baseado no trabalho observacional de Schmidt *et al.* (2000). Os autores indicam que o limite inferior da AIA ao longo dos subtrópicos é representado pela isopícnal de $\sigma_\theta=27,35 \text{ kg.m}^{-3}$, enquanto que o limite superior se dá em $\sigma_\theta=27,00 \text{ kg.m}^{-3}$. Ainda

segundo os mesmos, as propriedades termohalinas da AIA não se alterariam significativamente conforme sua advecção ao longo do AS.

O limite horizontal/lateral de integração foi encontrado baseado na concentração de energia cinética (E_c) e pelo perfil de velocidade meridional ao longo da seção. Neste caso, foi relacionada à região de concentração de E_c a ocorrência da corrente de contorno oeste. Foi realizada uma análise em conjunto:

- (i) da energia cinética ao longo de todo o tempo de integração do modelo, 1960 e 2010, já considerando o limite vertical AT+ACAS+AIA;
- (ii) da velocidade meridional ocorrente neste intervalo temporal e espacial e
- (iii) da batimetria da região.

A energia cinética por unidade de massa foi calculada considerando sua fórmula simples, apresentada na Eq. 6:

$$E_c = \frac{(u^2 + v^2)}{2} \quad (\text{Eq. 6})$$

sendo u e v as componentes horizontais, zonal e meridional, respectivamente, do campo de velocidade.

A seguir, é apresentada a energia cinética e a velocidade meridional mediadas verticalmente ao longo da seção zonal em 30°S entre 1960 e 2010. Para melhor averiguação dos campos foram considerados dois limites verticais: o primeiro limitado entre a superfície e a isopical de $\sigma_\theta=27,00 \text{ kg.m}^{-3}$ (identificado como AT+ACAS); e o segundo entre esta e a de $\sigma_\theta=27,35 \text{ kg.m}^{-3}$ identificado como AIA (Figura 5).

Figura 5– Paineis Superiores: Energia cinética por unidade de massa mediada verticalmente ao longo do tempo na latitude de 30°S. Painel Inferior: Velocidade meridional mediada verticalmente ao longo do tempo na latitude de 30°S. Os limites verticais considerados são entre a superfície e a isopical de $\sigma_0=27,00 \text{ kg.m}^{-3}$ (identificado como AT+ACAS) e entre esta e a de $\sigma_0=27,35 \text{ kg.m}^{-3}$ (identificado como AIA).

A análise dos resultados expostos na Figura 5 permite afirmar que há uma concentração de energia cinética aliada à ocorrência de velocidade meridional negativa (para sul) entre as longitudes de 48.75°W e 47.25°W, estando esta região entre as isóbatas de 100 e de 2.000 m. No entanto, observa-se a leste desta faixa a ocorrência de energia cinética moderada associada a velocidades positivas. Para melhor avaliar o comportamento dessas variáveis ao longo do tempo, abaixo são apresentados os valores instantâneos de energia cinética por unidade de massa e velocidade meridional ao longo da seção de 30°S, entre 1960 e 2010, entre a superfície e a isopical de $\sigma_0=27,35 \text{ kg.m}^{-3}$ (Figura 6 e Figura 7).

Figura 6— Distribuição de energia cinética por unidade de massa ao longo de 30°S – pontos vermelhos. O campo com tons de cinza, assim como as linhas rachuradas em preto, representam a variação da batimetria ao longo da seção.

Figura 7 – Distribuição da velocidade meridional ao longo de 30°S – pontos vermelhos indicam valores positivos e pontos azuis indicam valores negativos. As linhas rachuradas pretas correspondem à distribuição batimétrica das isóbatas indicadas ao longo da seção

Novamente, assim como na Figura 5, nota-se a concentração de E_c entre 48,75° e 47,25°W aliado à ocorrência de intensas velocidades para sul. A região entre 47,25° e 46°W apresenta moderada E_c e velocidades meridionais positivas superiores às negativas e mais ocorrentes. Este fluxo médio para norte pode ser identificado como o fluxo de retorno de uma célula de recirculação da Corrente do Brasil ocorrente na região (Stramma, 1989). O mesmo padrão também pode ser visualizado na média temporal da velocidade e energia cinética na camada de mistura, apresentada na Figura 7 a seguir.

Figura 8 – Média temporal entre 1960 e 2010 do campo (a) de velocidade meridional e de (b) energia cinética por unidade de massa ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) na camada de mistura. Os vetores representam o campo médio de velocidade, em m.s^{-1} , e, as linhas pretas, as isóbatas de 100, 2000 e 3000 m de profundidade, baseados nos dados ETOPO5.

Observa-se na Figura 8, que a concentração de energia relacionada a um fluxo para sul-sudoeste se concentra entre as isóbatas de 100 e 2000 aproximadamente. No entanto, nota-se uma região de menor extensão com

energia cinética elevada, quando comparado ao resto do domínio, acompanhando a isóbata de 2.000 m e entre esta e a de 3.000 m. Essa região apresenta fluxo de norte-nordeste. Em 30°S pode-se observar, que o último ponto de grade em sua totalidade dentro do limite entre 100 e 2.000 m demarca a transição entre o fluxo de sul-sudoeste e o de norte-nordeste.

De acordo com o exposto acima, a região de delimitação lateral do transporte da CB será, ao longo de 30°S, entre 48,75° e 47,25°W. Optou-se também por calcular o transporte de volume da região identificada como a recirculação da CB, entre 47,25° e 46°W, assim como a soma de ambos, identificando o fluxo residual da borda oeste. Somente por motivo de ilustração do método será apresentado o polígono de integração sobre o campo médio da velocidade meridional com a posição média da isopical que delimita a camada da AIA no experimento (Figura 9). Na Figura 10, a seção é esquematizada sobre a batimetria ETOPO5 utilizada no experimento.

Figura 9 – Seção Zonal ao longo de 30°S da Média Temporal da Velocidade Meridional. As linhas rachuradas pretas são isopicals representando o limite superior e inferior da AIA. O Polígono em laranja representa a região do cálculo do transporte integrado da CB e o em amarelo o da recirculação.

Figura 10 – Representação esquemática na seção de 30°S escolhida para o cálculo do transporte de volume da CB.- detalhe em azul – e de sua recirculação – detalhe em vermelho – sobre a batimetria do experimento numérico

III.4 Análises Estatísticas

III.4.1 Método dos Mínimos Quadrados

As tendências de longo termo que serão apresentadas neste estudo e a curva de regressão apresentadas sobre o diagrama de dispersão entre os resultados do experimento numérico e os dados satélitais foram geradas através do método dos mínimos quadrados (MMQ). Este método permite calcular uma curva ajustada aos pontos da série original considerando o menor erro de ajuste possível (Press *et al.*, 2007).

Para a aplicação do MMQ, supõe-se que os resultados das variáveis trabalhadas (y_i) se relacionem com o passar do tempo (x_i) por uma relação linear ($\hat{y}$):

$$\hat{y}(x) = b_0 + b_1 x_i. \quad (\text{Eq. 7})$$

Na Eq.7, $\hat{y}(x)$ descreve uma reta ajustada ao conjunto de dados y , b_0 o coeficiente linear e b_1 o coeficiente angular da reta em questão. Esta se relaciona com as variáveis y_i por:

$$y_i = \hat{y}_i + e_i \quad (\text{Eq. 8})$$

sendo e_i o erro residual do ajuste. O MMQ utiliza a minimização da soma dos erros quadráticos (SSE) para encontrar os coeficientes b_0 e b_1 , dada por:

$$SSE = \sum_{i=1}^N e_i^2 = \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2 = \sum_{i=1}^N [y_i - (b_0 + b_1 x_i)]^2 \quad (\text{Eq. 9})$$

$$SSE = SST - SSR \quad (\text{Eq. 10})$$

sendo: SST a variância total dos dados y_i e SSR o montante da variância total explicada pelo modelo linear $\hat{y}_i$, dadas por:

$$SST = \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \quad e \quad SSR = \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{y})^2 \quad (\text{Eq. 11 e 12})$$

A resolução do MMQ foi conduzida por operação matricial, conforme descrito seção **3.12.1 Method of least squares** de Emery & Thompson (2001).

Adicionalmente, foi calculada a razão entre a variância explicada pelo modelo linear (SSR) e a variação total dos dados (SST), também denominada coeficiente de determinação (r^2), dado por:

$$r^2 = \frac{\sum_i (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_i (y_i - \bar{y})^2} \quad (\text{Eq. 13})$$

r^2 expressa o quão bem a reta ajustada descreve a série, se apresentando, quando multiplicado por 100, como a porcentagem da variância dos dados explicada pelo modelo linear ajustado (Emery & Thompson, 2001, Press *et al.*, 2007).

III.4.1 Correlação cruzada ou covariância cruzada normalizada

A medida de associação comumente utilizada entre duas variáveis contínuas é o coeficiente de correlação linear ou o também denominado coeficiente de correlação de *Pearson*(r) (Press *et al.*, 2007). O coeficiente de correlação, é um modo de determinar quão bem duas (ou mais) variáveis co-variaram, no tempo ou no espaço. Para pares de quantidades (x_i, y_i) , $i = 0, \dots, N-1$, a fórmula de r é dada por:

$$r_{xy} = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{Eq. 14})$$

sendo, $\bar{x}$ a média dos elementos de x_i e $\bar{y}$ de y_i .

Os valores possíveis de r se situam entre -1 e 1. Se seu valor for 1, utiliza-se o termo “correlação positiva perfeita”, quando os valores de x e y se relacionam dentro de um espaço cartesiano ao longo de uma linha reta com inclinação positiva, com x e y crescendo juntos. O valor de 1 é independente da magnitude da inclinação. Se os valores das séries se relacionam em uma perfeita linha com inclinação negativa, y decresce com o crescimento de x , então r apresenta o valor de -1; esta é a chamada “correlação negativa perfeita”. Um valor de r próximo de 0 indica que as variáveis x e y não se correlacionam de maneira linear (Press *et al.*, 2007).

Neste estudo, para a correlação de séries temporais, foram aferidas as correlações cruzadas entre estas. A correlação cruzada é obtida se acrescentando deslocamentos nos índices temporais de uma das séries, denominados *lags*. Um *lag* de “ m ” significa que os primeiros m valores de uma das séries são removidos então o valor x_{m+1} se torna o novo x_1 e assim por diante (Emery & Thompson, 2001). Esta medida estatística toma forma de função e é representada por:

$$r_{xy}(\tau) = \frac{1}{N - k} \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y} \quad (\text{Eq. 15})$$

sendo $\tau = \tau_k = k\Delta t$ ($k=0, \dots, M$) o *lag* de tempo para k amostragem da série temporal, considerando seu intervalo temporal (Δt), e $M \ll N$.

As tendências aferidas através do MMQ foram retiradas das séries temporais para a confecção das correlações cruzadas entre as variáveis, segundo sugerido por Emery & Thompson (2001).

III.5 Filtro Passa-Baixa

Com o objetivo de analisar a variação de longo período das séries obtidas neste trabalho utilizou-se um filtro do tipo passa baixa de 4 anos. Isto é, todos os períodos menores que 4 anos foram retirados do espectro da série temporal das variáveis.

A análise espectral é utilizada para particionar a variância de uma série de dados em função do domínio da frequência, para isso um dos métodos mais utilizados é a Análise de Fourier (Emery & Thompson, 2001). O objetivo da análise no domínio das frequências é separar as oscilações periódicas de flutuações randômicas e não periódicas. Os espectros das séries foram obtidos utilizando o método conhecido como a Transformada Rápida de Fourier (FFT, do inglês *fast Fourier transform*), que é computacionalmente mais atrativo (Emery & Thompson, *op. cit.*).

A partir do espectro de frequências, as oscilações com frequências maiores que 1/48 meses, foram retiradas através da utilização de um filtro digital box-car passa baixa e a série filtrada foi reconstruída a partir das frequências e amplitudes calculadas, pela transformada inversa de Fourier.

Para mais detalhes sobre o processo de filtragem digital, análise espectral e análise de Fourier consultar Emery & Thompson (2001).

IV. Resultados

IV.1 Campo de Vento do NCPE/NCAR e tendências de longo-termo

Abaixo, na Figura 11 e na Figura 12, é apresentado o campo médio do rotacional da tensão de cisalhamento do vento e as componentes meridional e zonal desta, entre 1960 e 2010. Com a análise em conjunto da tensão zonal e meridional do vento, pode-se notar o padrão básico de circulação atmosférica, com os ventos alísios de sudeste ocorrendo na faixa em aproximadamente 15°S e os ventos de oeste em latitudes maiores que 36°S . No entanto, fica claro que o rotacional do vento em médias latitudes é dominado pelo gradiente meridional do estresse zonal do vento.

Na média total do rotacional do vento sobre o AS, identifica-se a presença de duas isolinhas de rotacional nulo. A primeira delas está limitada pela latitude mais a norte de 12°S e estende-se da costa nordeste do Brasil até a costa sudoeste da África. A posicionada mais a sul, apresenta-se zonalmente entre a latitude de 45°S - 50°S . Entre essas, o rotacional é positivo significando uma rotação anticiclônica, demarcando a ação da ASAS e consequentemente, baseando-se na teoria de Sverdrup, a área de ação dos giros subtropicais oceânicos,

Em seguida, a Figura 13 e a Figura 14 representam a tendência linear do rotacional e das tensões de cisalhamento do vento para período de 1960 a 2010, ajustadas, para cada ponto do domínio, através do método dos mínimos quadrados.

Figura 11 – Média do rotacional da tensão de cisalhamento do vento do NCEP/NCAR (10^{-7} N.m^{-3}) entre 1960 e 2010 e vetores da média da tensão de cisalhamento do vento (N.m^{-2}).

Figura 12 – Painel esquerdo: Média da tensão de cisalhamento zonal do vento do NCEP/NCAR (10^{-1} N.m^{-2}) entre 1960 e 2010. Painel direito: Média da tensão de cisalhamento meridional do vento do NCEP/NCAR (10^{-1} N.m^{-2}) entre 1960 e 2010

Figura 13 – Campo de tendência linear do rotacional da tensão de cisalhamento do vento em $10^{-8} \text{ N.m}^{-3}.\text{década}^{-1}$. As linhas preta e amarela marcam a posição do rotacional zero nas décadas de 1960 e 2000, respectivamente, e branca a linha climatológica.

Figura 14 – Painel esquerdo: Campo de tendência linear da tensão de cisalhamento zonal do vento do NCEP/NCAR (10^{-2} N.m^{-2}) entre 1960 e 2010. Painel direito: Campo de tendência linear da tensão de cisalhamento meridional do vento do NCEP/NCAR (10^{-2} N.m^{-2}) entre 1960 e 2010

O padrão espacial da tendência da tensão de cisalhamento zonal do vento apresenta, de uma maneira geral, valores negativos na região entre 36°-45°S, indicando o enfraquecimento dos ventos de oeste de médias latitudes. A sul de 45°S, observa-se uma marcada tendência indicando o fortalecimento dos ventos de oeste subpolares.

Como consequência das tendências no campo das tensões, o rotacional do vento sobre o AS, sofre um aumento entre as latitudes de aproximadamente 36 a 48°S, principalmente na porção leste da bacia do AS. Com isso, observa-se a migração para sul de duas importantes feições: a linha de rotacional máximo e a linha de rotacional nulo. O comportamento médio desta última, ao longo das décadas de 1960 e 2000, pode ser observado na Figura 13, onde nota-se que entre 2000 e 2010 o padrão anticiclônico da Alta do Atlântico Sul se estende mais ao sul do que entre os anos de 1960 e 1970.

Para corroborar o resultado acima, apresentam-se as séries temporais: da média do campo rotacional sobre o AS, entre 50°S e 10°S e 70°W e 20°E (Figura 15); e da posição latitudinal média da linha de rotacional máximo e nulo sobre a região subtropical do AS (Figura 16). Todos as séries foram filtrados para a eliminação de sinais com períodos menores que 4 anos. Nos gráficos são também apresentadas as tendências decadais das variáveis.

Figura 15– Série do Rotacional Médio da TCV sobre o AS em 10⁻⁸N.m⁻³, entre 50° e -10°S. Em cinza apresentam-se os dados brutos, em preto o sinal com a eliminação de períodos menores que 4 anos e em vermelho sua tendência linear.

Figura 16 - Série da Média Zonal da Linha de (a) rotacional nulo e (b) máximo sobre o AS. Em cinza apresentam-se os dados brutos, em preto o sinal com a eliminação de períodos menores que 4 anos e em vermelho sua tendência linear.

Nota-se que os ventos da Reanálise I do NCEP/NCAR demonstram, em geral, um aumento do rotacional do vento em latitudes médias no Atlântico Sul (Figura 13 e Figura 15). A tendência linear da média do campo de rotacional, entre -10°S e 50°S , é de $0,098 \cdot 10^{-8} \text{ N.m}^{-3}$ por década, explicando cerca de 54% da variância da série filtrada.

Observa-se uma tendência de migração para sul da linha nula do rotacional mediado zonalmente de cerca de $0,31^{\circ}.\text{década}^{-1}$, esta variabilidade de longo termo representa 20,8% da variância da série filtrada. Já a migração para sul da linha de rotacional máximo ao longo do AS apresenta valor de $-0,34^{\circ}$ por década, representando 52% da variância encontrada em sua posição, entre os anos de 1960 e 2010.

IV.1.1 Transporte Integrado de Sverdrup

A seguir, é apresentada a distribuição espacial do transporte de Sverdrup integrado zonalmente a partir da fronteira leste ao longo do Atlântico Sul. Este campo foi calculado através de uma média temporal do rotacional da tensão de cisalhamento do vento, entre 1960 e 2010. Observa-se abaixo de, aproximadamente 10°S uma região de transportes positivos, indicando o fluxo do interior Sverdrupiano em direção ao Equador.

Figura 17 – Distribuição do transporte de Sverdrup Médio integrado zonalmente entre 1960 a 2010, baseando-se nos dados da Reanálise I do NCEP/NCAR.

A Figura 18, abaixo, apresenta a representação do fluxo de retorno do transporte integrado de Sverdrup ao longo de 30°S com a eliminação dos sinais com período abaixo de 4 anos. Seguindo de forma simplificada as teorias da circulação dirigida pelo vento, este transporte pode ser comparado ao da CCO do AS, a Corrente do Brasil (Cushman-Roisin & Beckers, 2011).

Figura 18 – Série do Transporte de Sverdrup integrado ao longo de 30°S. Em cinza apresentam-se os dados brutos, em preto o sinal com a eliminação de períodos menores que 4 anos e em vermelho sua tendência linear.

A série do transporte de Sverdrup integrado apresenta média de $-10,43 \pm 3,80$ Sv, e valor mínimo de $-25,79$ Sv. Observa-se uma tendência de decaimento da série ao longo de 30°S de cerca de $0,136 \text{ Sv.década}^{-1}$.

IV.2 Experimento Numérico

A seguir, na Figura 19, apresenta-se o mapa médio de altura da superfície do mar e vetores da velocidade na camada de mistura para a bacia do Atlântico Sul entre os anos de 1960 e 2010 do experimento numérico ATla0.25.

Figura 19– Mapa da altura da superfície do mar média e velocidade média na camada de mistura na bacia do Atlântico Sul para o período de 1960 a 2010 do experimento ATla0.25.

Observa-se o padrão de larga escala do giro subtropical e sua convergência em larga escala indicada pela região de alturas da superfície positivas. Nota-se margeando a costa brasileira um fluxo intenso em direção a sul, identificado como a Corrente do Brasil, que apresenta meandramento ao longo de seu deslocamento até próximo de 35°S, onde se separa da costa. Um núcleo de elevação e de velocidades para norte até cerca de 30°S, é observado em sua margem sudoeste, indicando uma possível célula de recirculação. Esta região é apresentada em detalhe na Figura 20 abaixo.

Figura 20– Mapa da altura da superfície do mar média e velocidade média na camada de mistura para o período de 1960 a 2010 do experimento ATla0.25 entre as latitudes de 34.87°S e 28.71°S e longitudes de 51.25°W e 45°W.

Abaixo da latitude de separação da CB, nota-se um fluxo para norte, identificado como o da Corrente das Malvinas, o qual conflui com a CB e se curva para leste formando a Corrente do Atlântico Sul, a qual cruza o Atlântico quase que zonalmente, apresentando um padrão meandrante.

A sul do continente Africano pode-se notar a retroflexão da corrente das Agulhas até cerca de 18°E e um fluxo paralelo a costa africana para noroeste, identificado com a Corrente da Benguela. Esse fluxo ganha componente para oeste se transformando em uma larga Corrente Sul Equatorial, a qual chega a costa do Brasil em cerca de 15°S, dando origem a CB e fechando assim o GSAS.

A seguir são apresentadas seções verticais, dos resultados HYCOM, de salinidade, temperatura e densidade potencial e velocidade meridional ao longo da borda oeste do AS em 30°S (Figura 21 a Figura 24).

Figura 21– Seção vertical média de salinidade ao longo de 30°S, entre 1960 e 2010, dos resultados HYCOM.

Figura 22– Seção vertical média de temperatura, entre 1960 e 2010, ao longo de 30°S dos resultados HYCOM.

Figura 23– Seção vertical média de densidade ao longo de 30°S, entre 1960 e 2010, dos resultados HYCOM. As isolinhas representadas em azul correspondem aos contornos de igual salinidade e as em vermelho aos de temperatura potencial.

Figura 24– Seção vertical da Média da Velocidade Meridional, entre 1960 e 2010, ao longo de 30°S dos resultados HYCOM.

Nota-se, na Figura 21, uma feição demarcada no campo vertical de salinidade, a presença de uma faixa de valores mínimos ($< 34,6$) entre as profundidades de 600 a 1.400m. Pode-se identificar ao longo desta camada a presença da AIA, fato que é corroborado com a análise da seção de temperatura potencial. Valores entre 6°C a 3°C são observados neste estrato, o que se apresenta dentro dos limites termohalinos propostos por Sverdrup *et al.*(1942) para esta massa de água intermediária.

Ambas as seções verticais de temperatura e salinidade demonstram um alto gradiente vertical entre 200 e 600 metros, a salinidade se altera de 36 a 34,6 e a temperatura varia cerca de 14°C , enquanto que de 600 a 1.500m, apenas cerca de $3,5^{\circ}\text{C}$. Este intenso gradiente e os limites encontrados de 6°C e 20°C e 36 a 34,6, nesta região, sugerem a presença da ACAS, massa de água que flui na região da piconclina. Acima dos 200 m de profundidade observa-se uma camada mais homogênea, com temperaturas acima de 20°C e salinidades acima de 36, demarcando os limites da Água Tropical indicados em Silveira *et al.*, (2000).

A seção de velocidade meridional ao longo de 30°S já foi alvo de análise do presente estudo para a confecção da metodologia de análise do transporte da Corrente do Brasil. Novamente, observa-se fluindo, com velocidade média máxima de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$, próximo a quebra da plataforma e ao talude um fluxo para sul se espessando próximo a 1.000 m e assim composto pelas três massas de água citadas acima – AT, ACAS e AIA. A CB é identificada como um jato meridional espesso, o qual flui de maneira organizada próxima a quebra da plataforma.

Logo a leste do fluxo identificado como CB, nota-se uma região de velocidades meridionais positivas (para norte), o qual pode ser identificado como o fluxo de retorno de uma célula de recirculação. Este padrão de circulação também é constatado na seção vertical de velocidade meridional ao longo de 32°S . No entanto, nesta latitude a CB se encontra como um jato mais robusto e profundo, condizente com incremento de transporte incidente sobre esta ao longo de sua advecção pela margem sul-americana.

Figura 25– Seção vertical da Média da Velocidade Meridional, entre 1960 e 2010, ao longo de 32°S dos resultados HYCOM.

IV.2.1 Mapas de distribuição de TSM

Os mapas de TSM obtidos através dos dados radiométricos do *Pathfinder* e dos resultados do experimento ATla0.25, apresentados na Figura 26, são bastante semelhantes quanto ao padrão de distribuição desta variável. O experimento parece apresentar temperaturas maiores, o que está de acordo com o coeficiente angular do ajuste linear entre os dois conjuntos de dados de 0,9569, representado na Figura 27. No entanto, com a análise das curvas de regressão dos campos mensais, nota-se que esse comportamento não é uma constância, o que é comprovado pelo coeficiente angular (C.A) da regressão dos meses de março de 2000 (C.A = 1,0231) e outubro de 1995 (C.A = 0,8677), respectivamente, os meses de correlação máxima ($r=0,9929$) e mínima ($r=0,9721$) ao longo de toda a série de dados (Figura 27).

Figura 26– Mapa médio da temperatura da superfície do mar(TSM) em °C segundo os resultados do modelo e dos dados radiométricos do Pathfinder, entre os anos de 1985 e 2009.

Em geral, observa-se em médias latitudes maiores concordâncias do que em baixas, o que pode ser comprovado pela análise da isoterma de 27°C. Em médias latitudes, as isotermas de 18°C e 9°C apresentam distribuição bem semelhante entre os campos, ocorrendo de uma maneira quase zonal nas proximidades das latitudes de 36°S e 48°S, respectivamente. No entanto, nos dados radiométricos, essas isotermas são mais regulares, não apresentando grandes oscilações espaciais, enquanto que nos dados simulados, as isotermas apresentam algumas irregularidades em decorrência de oscilações meridionais do fluxo da Corrente Circumpolar Antártica simulada pelo modelo.

Nos resultados simulados pelo modelo HYCOM é possível perceber claramente a diferença de temperatura entre as águas quentes tropicais e subtropicais, com índices entre 27°e 18°C, e as águas subantárticas, entre 16° e 8°C. Observa-se a confluência Brasil-Malvinas, demarcada pela isoterma de 18°C, ocorrendo em cerca de 35°S, e o meandramento típico das correntes nesta região.

Figura 27– Curvas de regressão entre os campos de TSM simulados e os campos de TSM dos dados radiométricos do *Pathfinder*, onde r é o coeficiente de correlação e C.A o coeficiente angular da reta. O gráfico superior mostra o mês com maior coeficiente de correlação dos 300 meses avaliados, o do meio apresenta o mês com menor coeficiente, e o gráfico inferior o coeficiente entre os campos médios de TSM entre janeiro de 1985 e dezembro de 2009.

IV.2.2 Mapas de distribuição de ASM

A Figura 28 apresenta os campos médios de altura da superfície do mar para o experimento numérico ATla0.25, obtido com o modelo HYCOM, e para dados altimétricos da AVISO. De maneira geral, o padrão médio de ASM do modelo está condizente com o campo médio da AVISO. O coeficiente de correlação do campo médio da ASM apresentou valor de 0,9348, apresentando valor máximo ($r=0,9369$) na média mensal de fevereiro de 2007 e mínimo na de outubro de 2005 ($r = 0,9020$).

Contudo, através da análise do campo médio, observa-se que os valores do experimento encontram-se subestimados em relação ao dos dados AVISO. Tal comportamento pode ser ratificado pela análise dos coeficientes angulares das curvas de regressão obtidas entre as duas bases de dados. Tanto o coeficiente do campo médio ($C.A = 1,960$), quanto das médias mensais de máxima ($C.A = 1,1661$) e mínima correlação ($C.A = 1,387$), ao longo de 1985 e 2010, apresentam-se positivos, indicando uma superioridade dos valores AVISO frente aos do experimento ATla0.25.

Em latitudes médias, observa-se uma região de ASM positivas relacionadas à convergência do giro subtropical oceânico, apresentando assimetria zonal e maiores valores próximo à margem oeste do AS. A região a sul de 48°S apresenta ASM negativa, relacionados ao deslocamento ciclônico confeccionado pela Corrente Circumpolar Antártica (ACC).

Nota-se que a região de maior gradiente, posicionada próximo a latitude de 36°S a 48°S , demarcando a transição entre a ACC e a Corrente do Atlântico Sul, não apresenta grandes oscilações meridionais na ASM da AVISO, enquanto que nos dados simulados, as isolinhas de ASM apresentam algumas irregularidades. Este padrão de não conformidade foi também observado nos resultados de comparação dos campos de TSM do experimento com dados radiométricos do *Pathfinder*, apresentados na seção anterior.

Figura 28– Mapa médio altura da superfície do mar (ASM), em metros, segundo os resultados do modelo e dos dados altimétricos da AVISO entre os anos de 1993 e 2010.

Figura 29– Curvas de regressão entre os campos de ASM simulados e com os dados altimétricos da AVISO, onde r é o coeficiente de correlação e C.A o coeficiente angular da reta. O gráfico superior mostra o mês com maior coeficiente de correlação($r = 0,9369$) dos 216 meses avaliados, enquanto que o gráfico do meio apresenta o mês com menor coeficiente de correlação($r=0,9020$). O gráfico inferior apresenta a curva de regressão entre os campos médios de ASM entre janeiro de 1993 e dezembro de 2010.

IV.3 Transporte de Volume da Corrente do Brasil modelada ao longo de 30°S

Abaixo são apresentadas as séries de transporte da Corrente do Brasil e de sua Recirculação ao longo de 30°S, assim como suas tendências lineares de longo termo (Figura 30) segundo a metodologia descrita na **seção III.2.1**.

Figura 30 – Painel Superior: Série de Transporte da CB (cinza), série filtrada (preto) e tendência decadal (vermelha) utilizando como limite horizontal os meridianos de 48,75°W e 47,25°W e como limite vertical a isopical indicada como fronteira inferior da AIA. Painel Inferior: Série de Transporte da Recirculação da CB (cinza), série filtrada (preto) e tendência decadal (vermelha) utilizando como limite horizontal os meridianos de 47,25°W e 46°W e como limite vertical a isopical indicada como fronteira inferior da AIA.

Observa-se que o fluxo integrado ao longo de 30°S apresenta média de $-18,47 \pm 4,03$ Sv. O máximo e o mínimo obtidos foram de -8,43 e -30,70 Sv, respectivamente. Ao longo dos anos de 1960 a 2010, o transporte de volume da CB, computado com os resultados obtidos pelo modelo HYCOM, exibem uma redução do fluxo para sul de 0,10 Sv por década, a qual representa apenas cerca de 1% da variância da série de transporte filtrada.

A série do transporte da Recirculação varia entre 18,02 e -3,17 Sv e apresenta média de $4,25 \pm 2,87$ Sv. A tendência deste fluxo se apresenta negativa, indicando também uma diminuição deste fluxo para norte. A tendência linear encontrada é de -0,28Sv por década, representando um total de 21% da variância da série de transporte filtrada.

A Soma destes dois transportes dá origem ao transporte residual na fronteira oeste do Atlântico Sul, apresentado na figura a seguir. Observa-se um transporte total médio de $-14,22 \pm 4,34$ Sv com uma tendência linear de longo termo de -0,18Sv por década, representando cerca de 4,6% da variabilidade da série de transporte total filtrada.

Figura 31 - Série filtradas do Transporte Residual da fronteira oeste do AS (preto), do Transporte da CB (azul), da Recirculação (vermelha) e tendências lineares decadais (linhas cinzas) vinculadas a cada série.

V. Discussão

V.1 Campo de Vento do NCPE/NCAR e o Transporte Integrado de Sverdrup

O campo de vento sobre o AS utilizado como forçante do modelo numérico apresentado neste estudo demonstra uma demarcada variabilidade de longo termo. O comportamento geral do campo de ventos em superfície indica o enfraquecimento de ventos de oeste em médias latitudes e o fortalecimento dos mesmos em regiões subpolares, a sul de 45°S (Figura 13 e Figura 14). Essas mudanças se traduzem: (i) na intensificação média do rotacional ao longo de toda a Bacia do AS, entre 10°S e 50°S (Figura 15) e (ii) na contração do cinturão de Oeste em direção ao polo, que dá origem a migração para sul das linhas de rotacional máximo e nulo (Figura 16).

Os resultados obtidos estão correntes com os mais recentes estudos publicados para o hemisfério sul baseados em modelos numéricos, conjunto de reanálises e observações (e.g Kushner *et al.*, 2001; Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; Bromwich & Fogt, 2004; Renwick, 2004; Toggweiler, 2009; Goni *et al.*, 2011; Lumpkin & Garzoli, 2011; Wu *et al.*, 2012).

A tendência linear encontrada de migração para sul da linha de rotacional nulo, -0,31 graus por década, apresenta valor bem próximo ao encontrado por Gonçalves (2011). O autor encontra -0,34 graus por década apenas para a região do Vazamento das Agulhas e -0,2 graus.década⁻¹ para todo o índico. Adicionalmente, Wu *et al.* (2012) indicam que ao longo de todo o século 20 a migração desta linha foi de -2°±0.6°, também para sul.

A migração para sul da linha de rotacional máximo ao longo do AS apresenta valor de -0,34° por década, que representaria uma parcela significativa da variância encontrada ao longo de toda a série filtrada (cerca de 52%). Lumpkin & Garzoli (2011), também observaram este deslocamento para sul do rotacional máximo no AS. Estes autores encontraram um valor substancialmente maior, cerca de -1,06° por década, entre outubro de 1992 a dezembro de 2007.

Estudos recentes demonstram que este comportamento observado no Cinturão dos Ventos de Oeste responderia a tendências positivas do índice MAS (Thompson *et al.*, 2000. Thompson & Solomon, 2002, Marshall, 2003) e, em âmbito de bacia oceânica, acarretaria na intensificação do rotacional médio sobre o AS (Cai, 2006; Lumpkin & Garzoli, 2011).

Neste estudo, nota-se que os ventos da Reanálise I do NCEP/NCAR demonstram, em geral, um aumento do rotacional do vento entre 10°S e 50°S, e, que esta tendência, explica cerca de 54% da variância total da série filtrada. A correlação da série de rotacional médio - entre 10°S e 50°S e 70°W e 20°E - com o índice MAS - apenas para os meses de Janeiro, Fevereiro e Março - apresentou valor de 0,6. Tal resultado demonstra certa relação entre as séries, o que é reforçado pela análise das séries de anomalias normalizadas apresentadas na Figura 32.

Figura 32 - Anomalia normalizada do Rotacional Médio sobre o AS - entre 10°S e 50°S e 70°W e 20°E - e do índice MAS para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.

De uma maneira geral, a intensificação do rotacional e a migração de sua linha nula expande a área de influência da ASAS. O que, por sua vez, seguindo as principais teorias de circulação gerada pelo vento (i.e. Sverdrup, 1947; Stommel 1948; Munk, 1950) atuaria na circulação oceânica com a concordante expansão e intensificação dos giros subtropicais. Cai (2006) utilizou um modelo simplista baseado no balanço de Sverdrup (*Island Rule*

Model – Godfrey, 1989) para demonstrar que as mudanças nos ventos ao longo dos últimos 50 anos podem ocasionar um fortalecimento do supergiro do hemisfério sul, consistente com a expansão das CCO's.

V.1.1 O transporte Integrado de Sverdrup

A distribuição do transporte integrado de Sverdrup (Figura 17) calculado neste estudo, se apresenta semelhante ao padrão apresentado nos trabalhos de Hellerman & Rosenstein (1983) e Mascarenhas *et al.*, (2001). No entanto, as magnitudes do campo encontram-se subestimadas em relação a estes trabalhos.

Estimativas pretéritas do transporte de Sverdrup integrado ao longo do Atlântico Sul foram obtidas por Hellerman & Rosenstein (1983) e Mascarenhas *et al.* (2001), ambos se baseando na climatologia anual desenvolvida por Hellerman & Rosenstein (*op. cit*) (daqui em diante referida como climatologia HR). O transporte médio total encontrado pelos últimos autores ao longo de 30°S foi de 30 Sv, 10 Sv a mais que Mascarenhas *et al.* (2001) para a mesma latitude. Indicando disparidades relacionadas ao cômputo desta variável.

Adicionalmente, sabe-se que a escolha do campo de ventos impacta significativamente na magnitude do transporte de Sverdrup integrado ao longo das bacias oceânicas (*e.g.* Chelton *et al.*, 1990; Harrison, 1989; Boning *et al.*, 1991; Aoki & Kutsuwada, 2008).

Segundo Aoki & Kutsuwada (2008), diferentes bases de dados de vento ao longo do Pacífico Norte podem gerar diferenças nos valores do transporte de Sverdrup integrado de cerca de 20 a 30%. Em paralelo, vale citar o trabalho de Ceccopieri (2011), o qual adota um modelo quase-geostrófico baseado no modelo de Munk para estimar a circulação dirigida pelo vento no AS e comparou diferentes climatologias. Os valores encontrados pelo autor para a média anual do transporte relacionado à CB em 30°S é de -18.80 Sv para HR e -15.10 Sv para o NCEP, explicitando a diferença de cerca de 20% entre as climatologias.

A seguir é apresentado o campo médio anual utilizado neste estudo em comparação com o campo médio anual do estudo de Hellerman & Rosenstein (1983) e Mascarenhas *et al.* (2001) (Figura 33), o que explicita a diferença entre os campos, que em algumas regiões chega a 60%. Tal fato pode explicar a subestimação encontrada neste estudo para o transporte integrado de Sverdrup em relação aos trabalhos supracitados. Vale ressaltar que as diferentes climatologias se baseiam em diferentes períodos de coleta de dados, tratamentos analíticos, disposição espacial dos pontos de grade e a adoção de diferentes coeficientes de arrasto (Hellerman & Rosenstein, 1983; Kalney *et al.*, 1996).

A mesma metodologia do cálculo do transporte integrado de Sverdrup utilizada no presente estudo foi aplicada à climatologia HR obtendo-se o valor de -31,72 Sv. Enquanto que a média de todo o período calculada para as Reanálise I do NCEP/NCAR é de -10.43 ± 3.80 Sv. Resultado este que comprova o impacto da escolha de diferentes climatologias no cálculo dos transportes aqui apresentados.

Figura 33 – Paineil superior. Rotacional Médio Anual do Vento computado para a climatologia anual de HR em 10^{-8} N.m^{-3} . Paineil Inferior: Rotacional Médio Anual do Vento utilizado neste estudo, baseado na Reanálise I NCEP/NCAR.

A tendência linear encontrada no transporte integrado de Sverdrup ao longo de 30°S é de decaimento de cerca de 0,14 Sv por década. Esta redução não era esperada devido ao fortalecimento do rotacional médio ao longo do AS. No entanto, ao se analisar mais detalhadamente o rotacional ao longo da latitude de integração, 30°S, observa-se uma tendência de diminuição sobre a sua média, o que explicaria a redução de todo o transporte integrado.

A série da média do rotacional do vento ao longo de 30°S sobre o Atlântico é apresentada na Figura 34. Apesar do rotacional sobre todo o AS estar sofrendo um aumento (Figura 11), com a migração da região de rotacional máximo para sul, especificamente ao longo de 30°S, este sofre uma diminuição. A tendência linear observada nesta latitude é de $-0,042 \cdot 10^{-8} \text{ N.m}^{-3}$ por década, representando cerca de 4% da variância da série temporal filtrada do mesmo.

Figura 34 – Tendência linear (em vermelho) da série temporal filtrada do rotacional integrado ao longo de 30°S (em azul) e série temporal bruta(cinza).

Após as análises sobre o campo de ventos e a obtenção do fluxo de retorno de Sverdrup, o qual pode ser relacionado ao transporte de volume da CCO do giro subtropical (Cushman-Roisin & Beckers, 2011), buscou-se respostas, às mudanças no campo de vento, na variabilidade da circulação oceânica modelada com forçamento do mesmo.

V.2 Experimento Numérico – ATla0.25

A reprodução das principais feições da circulação oceânica do Atlântico Sul pelo experimento numérico ATla0,25 se mostrou satisfatória. Os resultados apresentados corroboram os estudos dinâmicos e descritivos do AS, já apresentados e discutidos na seção introdutória deste estudo (e.g Stramma *et al.*, 1990; Peterson & Stramma, 1991; Silveira *et al.*, 2000; Rodrigues *et al.*, 2010; Ceccopieri, 2011).

A implementação ATla0.25 já fora utilizada anteriormente por Gonçalves (2011), Gramscianinov (2012) e Oliveira & Campos (2014) e , segundo os autores, apresenta um bom desempenho na representação das principais feições oceanográficas quando comparado à literatura científica e a dados, *in situ* e de satélites.

No trabalho de Gonçalves (2011), os resultados numéricos foram avaliados para a região do Oceano Índico e do Vazamento das Agulhas. Qualitativamente, a representação do padrão de circulação superficial da Corrente das Agulhas (CA) e do Giro Subtropical do Índico pelo modelo está condizente com os padrões de circulação descritos na literatura. Os transportes médios da CA e do Vazamento das Agulhas foram estatisticamente idênticos a valores encontrados da literatura científica disponível. Adicionalmente, os resultados do modelo foram comparados a campos satelitais de topografia dinâmica da AVISO e temperatura da superfície do mar (TSM) do *Pathfinder*, entre 30° e 47°S e 10 e 40°E. As correlações obtidas, ao longo de 1985 e 2006, entre os campos apresentaram média de $0,83 \pm 0,02$ e $0,94 \pm 0,01$, respectivamente.

No trabalho de Gramscianinov (2012), os resultados da rodada ATla0.25 foram avaliados na descrição das feições do Atlântico Sudoeste entre 30° a 60°S e 28° e 50°W. O padrão do giro subtropical do Atlântico Sul foi bem representado pelo modelo, a autora obteve valores do transporte da Corrente do Brasil e da Corrente das Malvinas coerentes com a literatura. A correlação da TSM do modelo com dados de microondas TMI produzidos pelo Sistema de

Sensoriamento Remoto da NASA apresentou valores de $0,979 \pm 0,003$ ao longo de 2003 e 2008.

Oliveira & Campos (2014), além das comparações com dados de imageamento por satélite, realizaram comparações da estrutura vertical de temperatura e salinidade ao longo de $34,5^{\circ}\text{S}$ com dados Argo. O modelo reproduziu os principais padrões verticais observados nos dados dos derivadores.

Comparações dos resultados da implementação ATla0.25 para toda a Bacia do Atlântico Sul realizadas neste estudo reafirmam os resultados de Gonçalves (2011), Gramscianinov (2012) e Oliveira & Campos (2014). São observadas altas correlações ($>0,9$) com os campos de TSM, entre 1985 e 2009, e ASM, entre 1993 e 2010, de dados satelitais para toda a bacia do AS (latitudes de 60°S a 0° e longitudes de 70°W e 20°E).

V.2.1 A série de transporte da Corrente do Brasil em 30°S

Os valores de transportes encontrados para a região da CB ao longo de 30°S , utilizando os dados do HYCOM, estão em acordo com as magnitudes dos valores apresentados na literatura. As características da CB modelada, nesta latitude, se aproximam das observações de Muller *et al.*(1998) em 28°S . Estes autores descrevem uma CB com espessura maior que 670 m e velocidade média de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$.

A Integral do fluxo identificado como Corrente do Brasil, entre a superfície e a isopical de 27,35 - identificada como limite inferior da AIA, Schmidt *et al.*(2000) - e entre as isóbatas de aproximadamente 100 e 2.000m, apresenta média de $-18,47 \pm 4,03 \text{ Sv}$. O valor médio encontrado é próximo a valores de transporte obtidos na região através de dados observacionais correntométricos (Garfield, 1990; Muller *et al.*, 1998) ou calculados pelo método dinâmico (Stramma, 1989).

A seguir, na Tabela 2 encontram-se reunidos de maneira detalhada os valores de transportes obtidos pelos estudos citados.

Tabela 2 Comparação entre o transporte da CB obtido neste estudo e de estudos pretéritos para as proximidades de 30°S.

Latitude de análise	Dados de origem	Transporte da CB	Fontes
28°S	Correntômetro	16 Sv	Muller <i>et al.</i> (1998)
30°S	HYCOM	18,47 ± 4,03 Sv	Presente estudo
31°S	Pegasus	18 Sv	Garfield (1990)
31°S	Dados Hidrográficos	22,8	Zemba (1991)
32°S	Dados hidrográficos	19,2 Sv	Stramma (1989)

Tendo em vista que os autores acima utilizaram diferentes metodologias para a aferição do transporte em relação ao presente estudo. Visando uma análise mais quantitativa, utilizando o mesmo período dos dados de Rodrigues *et al.*(2010) e os mesmos limites de integração propostos pelos autores chega-se a um valor de transporte de $-19,22 \pm 5,08$ Sv, bem próximo ao de $-20,9$ Sv indicados no artigo.

Entre os anos de 1960 e 2010, o transporte de volume da CB simulada apresentou uma redução de $0,10$ Sv por década, representando apenas cerca de 1% da variância da série total filtrada. Vale ressaltar que a tendência linear observada para os resultados do HYCOM situa-se bem próxima ao constatado pela análise do transporte integrado de Sverdrup calculado com o campo de vento do NCEP/NCAR ($\sim 0,136$ Sv.década⁻¹ - Figura 18). As anomalias normalizadas dessas duas variáveis são apresentadas na Figura 35. Foi observada a máxima correlação cruzada entre ambas de 0,6 no *lag* de 2 anos.

A defasagem entre o transporte do HYCOM e o transporte integrado de Sverdrup reflete a inadequabilidade da relação de Sverdrup a pressuposta resposta instantânea ao campo de ventos. Essa escala de *lag* temporal de comunicação entre o campo de ventos sobre a bacia oceânica e variáveis termodinâmicas foi observada no trabalho de Qiu & Chen (2006); Roemmich *et al.* (2007) e Hill *et al.*(2008;2010) ao longo da região de influência da Corrente Leste Australiana. Segundo os últimos autores, essa escala de variabilidade se daria pela ação de ondas planetárias atuando na comunicação entre o campo de ventos em larga escala e anomalias no transporte ao longo da borda oeste.

Figura 35 - Anomalia normalizada do transporte integrado de Sverdrup e do transporte da Corrente do Brasil calculado para o modelo.

O valor médio do transporte da Recirculação de $4,25 \pm 2,87$ Sv é bem próximo ao encontrado por Stramma (1989), que assinala a leste da região identificada como CB, uma forte reversão do fluxo, com transporte de 5,9 Sv em 32°S . Este padrão de circulação foi observado nos resultados do experimento ATla0.25, como pode ser observado nas seções verticais de velocidade meridional ao longo de 30°S e 32°S (Figura 24 e Figura 25). No entanto, em seu trabalho observacional, Stramma (1989) identifica o fluxo de retorno da célula de recirculação posicionado em regiões mais afastadas da borda oeste, ao largo da isóbata de 3.000 m. No presente trabalho esta feição se encontra entre as isóbatas de 2.000 e 3.000 metros. A célula recirculação em questão se estenderia de aproximadamente 28°S à região da confluência Brasil-Malvinas, conforme o observado nos mapas médio de ASM para o experimento apresentado na Figura 19 e Figura 20. A presença de uma célula de recirculação com essas mesmas características já fora indicada em Gordon & Greengrove (1986), Zemba (1991), Peterson & Stramma (1991), Silveira *et al.* (2000) e Ceccopieri (2011).

A tendência da região indicada como Recirculação da CB é negativa, indicando também uma diminuição deste fluxo para norte de $-0,28$ Sv por

década, representando um total de 21% da variância da série de transporte filtrada. Essa depleção do fluxo indicado como recirculação pode estar relacionada a uma possível migração para sul de toda a estrutura da recirculação devido à variabilidade climática observada no campo de vento sobre a região.

A célula de recirculação parece acompanhar a migração da frente subtropical e da confluência Brasil-Malvinas, o que já foi sugerido neste experimento por Gramscianinov (2012) e para toda a bacia do Atlântico Sul através de dados observacionais pelos trabalhos de Cai *et al.*, (2005), Lumpkin & Garzoli (2011) e Goni *et al.* (2011). Lumpkin & Garzoli (2011) afirmam que a confluência, entre 1992 a 2007, apresenta deslocamento para sul de 0,6 a 0,9° por década. E que este acompanha o deslocamento do máximo rotacional sobre o AS, já Gramscianinov (2012) encontra uma correlação máxima da movimentação da confluência com o índice MAS anual.

O transporte residual ao longo da fronteira oeste - soma do Transporte da CB e de sua recirculação – apresenta média de $-14,22 \pm 4,34$ Sv. O valor médio encontrado é próximo ao identificado como transporte da Corrente do Brasil nos trabalhos de Evans *et al.* (1983) de 13 Sv ao longo de 32°S, e por Fisher (1964) de 11,4 Sv entre 28° e 30°S.

A tendência linear de longo termo encontrada para o transporte residual é de $-0,18$ Sv por década, representando cerca de 4,6% da variabilidade do mesmo. O aumento do transporte na fronteira oeste dos oceanos tem sido apontado por diversos autores como um possível resultado das mudanças climáticas atuantes sobre o padrão de ventos atmosféricos (*e.g* Cai *et al.*, 2005; Cai, 2006; Hill *et al.*, 2011 Wu *et al.*, 2012). A tendência negativa sobre o transporte total na fronteira oeste do AS indica uma intensificação do fluxo para sul. Porém, não foi encontrada nenhuma correlação significativa entre a série de transporte residual da borda oeste e as variáveis do campo de vento.

VI. Considerações Finais

A variabilidade de longo termo constatada no campo de vento sobre o Atlântico Sul, traduzida, principalmente, numa intensificação e deslocamento dos ventos de Oeste, foi um dos motivadores principais do presente trabalho. Desta forma, uma análise detalhada do comportamento dos ventos produzidos pela Reanálise I do NCEP/NCAR, utilizado como forçante do modelo numérico apresentado neste estudo, foi incluída como um dos objetivos específicos.

O resultado encontrado foi um aumento do rotacional do vento em latitudes médias no Atlântico Sul, entre 10° e 50°S, de $0,098 \cdot 10^{-8} \text{ N.m}^{-3}$ por década, explicando cerca de 54% da variância da série filtrada, com a eliminação de sinais de período menores que 4 anos. A latitude da média zonal do rotacional zero da tensão de cisalhamento do vento apresentou uma migração para sul de 0,31° por década. Já a linha de rotacional máximo apresenta deslocamento de -0,34° por década, representando 52% da variância encontrada em sua posição ao longo de 1960 e 2010. As mudanças no campo médio do rotacional do vento estão de acordo com a tendência do índice da MAS, para os meses de verão austral.

O foco desta dissertação foi investigar os impactos da mudança verificada no campo de rotacional do vento sobre o AS sobre o transporte da Corrente do Brasil em sua região central ao longo de 30°S.

Através das análises do modelo, verifica-se na borda oeste, em 30°S, a presença de um fluxo médio para sul entre as isóbatas de 100 e 2.000 m. A leste deste, há um fluxo para norte, até, aproximadamente, a isóbata de 3.000 m. Estes fluxos foram identificados como o fluxo pertencente a CB e a um fluxo de retorno de uma possível célula de recirculação, e, apresentam valores médios de $18,47 \pm 4,03 \text{ Sv}$ e $4,25 \pm 2,87 \text{ Sv}$, respectivamente.

Através das análises da série de transporte destes dois fluxos constata-se uma tendência a enfraquecimento de ambos. A redução do fluxo indicado como recirculação pode estar relacionado a uma migração para sul de toda a estrutura de recirculação. Uma provável indicação deste deslocamento seria a variabilidade encontrada na confluência Brasil-Malvinas e na frente da CB, que

apresenta deslocamento para sul, constatado por dados observacionais (e.g. Lumpkin & Garzoli, 2011; Goni *et al.*, 2011) e inclusive em um trabalho envolvendo o mesmo modelo numérico utilizado (Gramscianinov, 2012).

A série de transporte identificada como da Corrente do Brasil apresentou uma tendência linear de 0,10 Sv bem próxima a tendência de longo termo encontrada para o transporte integrado de Sverdrup ao longo de 30°S de 0,13 Sv por década. Adicionalmente, a correlação cruzada entre ambos os transportes supracitados apresentou valor máximo de 0,6 com um *lag* temporal de 2 anos. Essa escala de *lag* temporal de comunicação entre o campo de ventos sobre a bacia oceânica e variáveis termodinâmicas na borda oeste foi observada no trabalho de Hill *et al.* (2008;2010) para o Pacífico Sul.

No entanto, o fluxo identificado como recirculação estaria sofrendo uma diminuição numa taxa maior que a redução do fluxo da CB. O que acarretaria em um aumento do fluxo residual para sul ao longo da borda oeste do giro subtropical oceânico. Esta intensificação do fluxo residual da borda oeste pode indicar uma intensificação geral do giro, como proposto por estudos atuais (e.g. Cai, 2006, Wu *et al.*, 2012). Porém, não foi encontrada nenhuma correlação significativa entre a série de transporte residual da borda oeste e as variáveis do campo de vento.

As conclusões obtidas a partir deste trabalho basearam-se nos resultados de um experimento numérico, portanto as tendências de longo termo encontradas são relacionadas às variáveis simuladas. Para trabalhos futuros sugere-se a compilação de observações “*in situ*”, de dados hidrográficos e, eventualmente, correntométricos, coletados ao longo da bacia do AS, para verificar como as variáveis reais evoluíram ao longo dos últimos 50 anos, e assim comparar os resultados simulados a séries de dados observacionais. Estes poderiam ser obtidos através da literatura científica disponível, do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO), mantido pela Marinha do Brasil e de programas internacionais, como o Argo (*Array for Real-time Geostrophic Oceanography*).

VII. Referências Bibliográficas

- AOKI, K., KUTSUWADA, K., 2008. Verification of the wind-driven transport in the North Pacific subtropical gyre using gridded wind-stress products. *Journal of Oceanography* 64:1, p. 49-60.
- BEAL, L. M., W. P. M. DE RUIJTER, A. BIASTOCH, R. ZAHN, M. CRONIN, J. HERMES, J. LUTJEHARMS, G. QUARTLY, T. TOZUKA, S. BAKER-YEBOAH, T. BORNMAN, P. CI-POLLINI, H. DIJKSTRA, I. HALL, W. PARK, F. PEETERS, P. PENVEN, H. RIDDERINKHOF E J. ZINKE, 2011. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature* , 472(7344), p. 429-436.
- BIASTOCH, A., C. W. BONING, F. U. SCHWARZKOPF, E. J. R. E. LUTJEHARMS, 2009: Increase in Agulhas Leakage Due to Poleward Shift of Shouthern Hemisphere Westerlies. *Nature*, 462, p. 495–499.
- BLECK, R., 2002: An Oceanic Genetal Circulation Model Framed in Hybrid Isopycnic-Cartesian Coordinates. *Ocean Modelling*, 4, p. 55–88.
- BOEBEL, O., R.E.DAVIS, M. OLLITRAULT, R.G. PETERSON, P.L.RICHARDSON, C. SCHMID; W. ZENK, 1999, The intermediate depth circulation of the western South Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 26, p. 3329-3332.
- BOENING, C. W., DISPERT, A., VISBECK, M., RINTOUL, S., SCHWARZKOPF, F., 2008: The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change, *Nature Geoscience*, 1, p. 864–869
- BONING, C.W., DOSCHER, R., ISEMER, H.J., 1991. Monthly mean wind stress and Sverdrup transports in the ""North Atlantic: a comparison of the Hellerman–Rosenstein and Isemer–Hasse Climatologies. *J. Phys. Oceanogr.* 21, p. 221–235.
- BROECKER, W. S. 199. The great conveyor belt. *Oceanography*, 4, p. 79-89.
- BROMWICH, DAVID H., RYAN L. FOGT, 2004: Strong Trends in the Skill of the ERA-40 and NCEP–NCAR Reanalyses in the High and Midlatitudes of the Southern Hemisphere, 1958–2001*. *J. Climate*, 17, p. 4603–4619.
- BRYAN, K. 1962. Measurements of meridional heat transport by ocean currents. *J. Geophys. Res.*, 67, p. 3403-3414.
- BUSCAGLIA, J. L., 1971. On the circulation of the Intermediate Water in the southwestern Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 29:p. 245-255.
- CAI, W., 2006. Antarctic ozone depletion causes an intensification of the Southern Ocean super-gyre circulation. *Geophysical Research Letters*, 33(3), p. 1-4.
- CAI, W., COWAN, T. 2007: Trends in Southern Hemisphere Circulation in IPCC AR4 Models over 1950–99: Ozone Depletion versus Greenhouse Forcing. *J. Climate*, 20, p. 681–693.

CAI, W., G. SHI, T. COWAN, D. BI E J. RIBBE, 2005. The response of the Southern annular mode, the east australian current, and the southern mid-latitude ocean circulation to global warming. *Geophysical Research Letters* , 32(23), 94-97.

CALADO, L., 2001 Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. São Paulo, SP: IO/USP, 2001. 96p. Dissertação de Mestrado (Instituto Oceanográfico) Universidade de São Paulo.

CALADO, L., A. GANGOPADHYAY, & I.C.A. SILVEIRA, 2006: A parametric model for the Brazil Current and eddies off southeastern Brasil. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12602.

CAMPOS, E. J. D., J. E. GONÇALVES, & Y. IKEDA, 1995: Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), p. 18.537– 18.55.

CARTON, A. G.; GIESE, B. S. 2005. Soda: A reanalysis of ocean climate. Submetido *Geophysical Research-Oceans*, 26. 32p.

CASEY, K.S., T.B. BRANDON, P. CORNILLON, AND R. EVANS, 2010. "The Past, Present and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program", in *Oceanography from Space: Revisited*, eds. V. Barale, J.F.R. Gower, and L. Alberotanza, Springer. 323-340.

CECCOPIERI, W.B., 2011. A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Circulação Oceânica na Região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos. Tese. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, Oceanografia Física. 378 pp.

CHELTON, D.B.A.M. MESTAS-NUNEZ, FREILICH, M.H., 1990. Global Wind stress and Sverdrup circulation from the Seasat scatterometer. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, p. 1175-1205.

CURRY, R, G., MCCARTNEY, M. S., 2001: Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation*. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, p; 3374– 3400.

CUSHMAN-ROISIN, B., AND J.-M. BECKERS. 2011. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics – Physical and Numerical Aspects*, Academic Press, 828 p.

EMERY, W. J. E R. E. THOMPSON, 2001: *Data analysis methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press/Elsevier Science Ltd., Oxford, UK, 2ed. edição.

EMILSON, I. 1960. The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 101-112.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R. & MÍRANDA, L. B. 1983. A note ori the transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13(9). p.1732-1738.

EVANS, D.L. & S.R. SIGNORINI, 1985. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315 (6014): p. 48-50.

- FISHER, A. 1964. The circulation and stratification of the Brazil Current. Dissertação de mestrado. New York University. 86p.
- GARFIELD III, N., 1990. The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 p.
- GARZOLI, S. L., 1993: Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence. *Deep-Sea Res. I*, 40(7), p. 1379–1403.
- GILLE, S. T., 2008. Decadal-scale temperature trends in the southern hemisphere ocean. *Journal of Climate*, 21(18), p. 4749–4765.
- GILLET, N. P. E D. W. J. THOMPSON, 2003. Simulation of recent southern hemisphere climate change. *Science (New York, N.Y.)*, 302, p.273–275.
- GODOI, S.S., 2005. Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaçamento de São Paulo(23,5-27°S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 p.
- GONÇALVES, R. C., 2011. Impactos de mudanças nos ventos de oeste do Hemisfério Sul no vazamento das Agulhas. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico, 64p.
- Gong, D. and Wang, S. 1999. Definition of Antarctic oscillation index, *Geophys. Res. Lett.*, 26(4), p. 459–462.
- GONI, G. J., F. BRINGAS, E P. N. DINEZIO, 2011: Observed low frequency variability of the Brazil Current front. *J. Geophys. Res.*, 116(C10037).
- GORDON, A. L. E C. L. GREENGROVE, 1986: Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep-Sea Res. II*, 33(5), p.573–585.
- GORDON, A. L., 1986: Interocean Exchange of Thermocline Water. *J. Geophys. Res.*, 91(C4), p.5037–5046.
- GORDON, A.L., 1989. Brazil-Malvinas Confluence – 1984. *Deep-Sea Research*, Vol. 36, No. 3. p.. 359–384.
- GRAMCIANINOV, C. B., 2012. Variabilidade da Corrente do Brasil na região da Confluência Brasil-Malvinas através de simulações numéricas. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico, 75p.
- GUERRA, L. A. A., 2011. Vórtices das Agulhas colidem com a Corrente do Brasil? Tese de doutorado. UFRJ. COPPE. 73 p.
- HALL A, VISBECK M (2002) Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode. *J Clim.* 15.
- HALL, ALEX, MARTIN VISBECK, 2002: Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode*. *J. Climate*, 15, p. 3043–3057.
- HARRISON, D. E., 1989: On Climatological Monthly Mean Wind Stress and Wind Stress Curl Fields over the World Ocean. *J. Climate*, 2, p. 57–70.

HELLERMAN, S.; ROSENSTEIN, M. 1983: Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, p. 1093–1104.

HILL, K. L., S. R. RINTOUL, R. COLEMAN,; K. R. RIDGWAY. 2008. Wind forced low frequency variability in The East Australian Current. *Geophys. Res. Lett.*, 35.

HILL, K.L, RINTOUL, S.R., OKE, P.R, RIDGWAY, K. 2010. Rapid response of the East Australian Current to remote wind forcing: The role of barotropic-baroclinic interactions. *Journal of Marine Research*, 68, p. 413–43.

KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, M. CHELLIAH, W. EBI-SUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, R. JENNE, E. D. JOSEPH, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3), p. 437–47.

KARA, A. BIROL, ALAN J. WALLCRAFT, E. JOSEPH METZGER, HARLEY E. HURLBURT, CHRIS W. FAIRALL, 2007. Wind Stress Drag Coefficient over the Global Ocean*. *J. Climate*, 20, p. 5856–5864.

KILPATRICK, K., G. PODESTA; R.; EVANS, 2001. Overview of the Noaa/Nasa advanced very high resolution radiometer pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research*, 106. P. 9171-9198.

KUSHNER, P. J., I. M. HELD, T. L. DELWORTH. 2001. Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming, *J. Clim.*, 14, p. 2238 –2249

LIMA, J.A.M., 1997. Oceanic circulation on the Brazilian Shelf-break and Slope at 22°S. Tese de Doutorado, University of New South Wales, Kensington, 164 p.

LOCARNINI, R. A., A. V. MISHONOV, J. I. ANTONOV, T. P. BOYER E H. E. GARCIA, 2006. World Ocean Atlas 2005 (S. Levitus ed.), Volume Volume 1: Temperature. Washington, D.C.: NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing.

LUMPKIN, R. E S. GARZOLI, 2011. Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation. *J. Geophys. Res.*, 116(C01014), p.1-10.

MANO, M. F., A. M. PAIVA, A. R. TORRES-JR., C. A. L. G. A. , 2009. Energy Flux to a Cyclonic Eddy off Cabo Frio, Brazil, *J. Phys. Oceanogr.*, 39, p. 2999-3010.

MARSHALL, G. J., 2003. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24). p. 4134-4143.

MARSHALL, G. J., 2007: Half-century seasonal relationships between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. *Int. J. Climatol.*, 27, p. 373-383.

- MARSHALL, G. J., P. A. STOTT, J. TURNER, W. M. CONNOLLEY, J. C. KING E T. A. LACHLAN-COPE, 2004. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern hemisphere. *Geophys. Res. Lett*, 31.
- MASCARENHAS, A. S.; SATO, O.T; SILVA, E. G.; CASTILLO, I., 2001. El esfuerzo del viento, su rotacional y el transporte de Sverdrup en el Atlántico sur. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 17 (3 y 4). 2001, p. 295-306.
- MATA, M.M.; CIRANO, M.; VAN CASPEL, M.R.; FONTELES, C.S.; GONI, G.; BARINGER, M., 2012. Observations of Brazil Current Baroclinic transport near 22°S: variability from the AX97 XBT transect. *CLIVAR Exchanges*. No. 58.Vol.17.p. 5-10.
- MATANO, R. P., E. D. PALMA, E. A. R. PIOLA, 2010: The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the southwestern Atlantic shelf circulation. *Ocean Sci. Discuss.*, 7(C10), p. 837–871.
- MATANO, R. P., M. G. SCHLAX, E. D. B. CHELTON, 1993: Seasonal Variability in the Southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 98(C10), p. 18.027–18.035.
- MATTOS, R.A., 2006. Feições de meso e grande escala da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.
- MEREDITH, M.L. P.; WOODWORTH, P. L.; HUGHES, C. W.; STEPANOV, V. 2004. Changes in the ocean transport through Drake Passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett*, vol. 31, L21305.
- MIRANDA, L.B., CASTRO, B.M. 1981. Geostrophic flow conditions at 19°S. *Ciência Int.* 22 (1–2), p. 44–48.
- MOORE, A.M., 1999. Wind-induced variability of ocean gyres. *Dyn. Atmospheres and Oceans* 29, p. 335–364.
- MÜLLER, T.J., IKEDA, Y., ZANGENBERG, N. & NONNATO, L.V. 1998: Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20 and 28 S. *J. Geophys. Res.*, 103(C3), p. 5429–5437.
- MUNK, W. H., 1950: On the wind-driven ocean circulation. *J. Meteor.* 7, p. 79-93.
- OLIVEIRA, F.S.C, CAMPOS, E.J.D., 2014. Interannual trends in the South Atlantic meridional fluxes. *Ocean Sciences Meeting – American Geophysical Union (AGU)*, Honolulu, USA.
- OLSON, D. B., G. P. PODESTA, R. H. EVANS, E. O. B. BROWN, 1988: Temporal Variation in the Separation of Brazil and Malvinas Currents. *Deep-Sea Research*, 35(12), 1971–1990.
- PEDLOSKY, J., 1987. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer, New York. 710 p.
- PETERSON, R. G. E. L. STRAMMA, 1991: Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26, 1–73.

- PIOLA, A. R. AND MATANO, R. P. 2001. Brazil and Falklands (Malvinas) Currents, in: Encyclopedia of Ocean Sciences, Vol. 1, edited by: Steele, J. H., Thorpe, S. A., and Turekian, K. K., London, Academic Press, UK, 340–349,
- PIOLA, A. R., CAMPOS, E. J. D., DONNERS, J., GORDON, A. L. AND NOF, D. 2004. The South Atlantic contribution to the global thermohaline circulation. In: CLIVAR SACOS workshop report, Angra dos Reis.
- PODESTÁ, G.P., BROWN, O.B.; EVANS, E.H. 1991. The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the Southwestern Atlantic Ocean. *J Clim* 4, p. 457–467
- PRESS, W. H., S. A. TEUKOLSKY, W. T. VETTERLING, E B. P. FLANNERY, 2007: Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing, Third Edition, 1235 pp. + xxi (New York: Cambridge University Press.
- QIU, B.; S. CHEN, 2006. Decadal variability in the large-scale sea surface height field of the south pacific ocean: Observations and causes. *Journal of Physical Oceanography* , 36(9), p. 1751-1762.
- REID, J. L.; NOWLIN, W. D. & PATZERT, W. P. 1977. On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, p; 62-91.
- RENWICK, J. A., 2004: Trends in the Southern Hemisphere polar vortex in NCEP and ECMWF reanalyses. *Geophysical Research Letters*, 31. L07209. P. 1-4.
- RINTOUL, S. R., 1991. South atlantic interbasin exchange. *Journal of Geophysical Research* , 96(C2), p.2675-2692.
- RODRIGUES, R. R., L. M. ROTHSTEIN, E M. WIMBUSH, 2007: Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *J. Phys. Oceanogr.*, 37. p.. 16-30.
- RODRIGUES, R. R., M. WIMBUSH, D. R. WATTS, L. M. ROTHSTEIN, E.M. OLLITRAULT, 2010. South Atlantic mass transports obtained from subsurface float and hydrographic data. *J. Mar. Res.*, 63, p. 815–850.
- ROEMMICH, D., J. GILSON, R. DAVIS, P. SUTTON, S. WIJELS E S. RISER. 2007. Decadal spinup of the south pacific subtropical gyre. *J. of Phys. Oceanogr.*, 37(2), p. 162-173.
- SAENKO, O. A. , X-Y. YANG, M. H. ENGLAND , W. G. Lee. 2011: Subduction and transport in the Indian and Pacific Oceans in a 2 × CO₂ climate. *J. Climate*, 24, p. 1821-1838.
- SARACENO, M., PROVOST, C., PIOLA, A.R., BAVA, J. AND GAGLIARDINI, A. 2004. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research* 109. C05027.
- SCHMID, C., SCHÄFER, H., PODESTÁ, G., ZENK, W., 1995. The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.* 25, p.2532.

SCHMID, C.; CIEDLER, G.; ZENK, W., 2000. Dynamics of the intermediate water in the subtropical south atlantic. *J.Phy.Oceanogr*, 30, p; 3191-3211.

SEN GUPTA, A., A. SANTOSO, A. TASCHETTO, C. UMMENHOFER, J. TREVENA E M. ENGLAND, 2009. Projected changes to the Southern Hemisphere ocean and sea ice in the IPCC AR4 climate models. *Journal of Climate* , 22, p. 3047-3078.

SERVINO, R. N., 2011. Variabilidade interanual das propriedades dinâmicas da Corrente do Brasil e sua relação com o ENSO. Monografia. Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória.41 p.

SIGNORINI, S. R. 1978. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25(5), p. 481–490.

SIGNORINI, S. R., MIRANDA, L.B., EVANS, D., STEVENSON, M.R, INOSTROZA, V., 1989. Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Bolm Inst. Oceanogr.*, S; Paulo, 37(1), p. 33-49.

SILVEIRA, I. C. A. D., A. C. K. SCHMIDT, E. J. D. CAMPOS, S. S. D. GODOI, E Y. IKEDA, 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Rev bras. oceanogr.*, 48(2), p. 171–183.

SILVEIRA, I. C. A., E. O. RIBEIRO, J. M. L. LIMA, R. A. MATTOS, R. G. SOUTELINO, & C. A.LEAL, 2005: Caracterização oceanográfica da Bacia do Espírito Santo e da Região de Abrolhos. *Anais do II Congresso Brasileiro de Oceanografia*, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitoria, p; 1–3

SILVEIRA, I. C. A., J. A. M. LIMA, A. C. K. SCHMIDT, W. CECCOPIERI, A. Sartori, C.P.F Francisco; R.C.F Fontes. 2008. Is the Meander Growth in the Brazil Current System due to Baroclinic Instability ?. *Dyn. Atmospheres and Oceans*, 45, p. 187-207.

SILVEIRA, I. C. A.; L. CALADO, B. M. CASTRO; M. CIRANO, J. A. M. LIMA & A. D. S MASCARENHAS, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current Intermediate Western Boundary Current system at 22°-23°S. *Geophysical Research Lettes*, 31(14).

SILVEIRA, I.C. A.; MIRANDA, L.B.; BROWN, W. S. 1994. On the origins of the North Brazi Current. *J .Geophys. Res.*, 99(C11), p. 22501-22512.

SLUTZ, R J., LUBKER, S.J., HISCOX, J.D., WOODRUFF, S.D., JENNE, R.L., JOSEPH, D.H. JOSEPH, STEURER, ;P.M., AND ELMS, J.D., 1985. COADS, Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, Release 1. Climate Research Program, Environmental Research Laboratory, Boulder, CO, 262 pp.

SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; MIRANDA, J.A. 2011. Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L03607.

SOUTELINO, R.G.;GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I.C.A. 2013. The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current. *Continental Shelf Research*; V. 70, p. 46–60.

STOMMEL, H., 1948. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 29, p. 202-206.

STOMMEL, H., 1965: The Gulf Stream: a physical and dynamical description. University of California Press, Berkeley, USA. 202 p.

STRAMMA, L. 1989. The Brazil Current Transport South of 23°S. *Deep Sea Res.*, Vol. 36, n. 4. p. 639-646.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. 1999. On the Water Masses and Mean Circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), p. 20.863-20.883.

STRAMMA, L., IKEDA, Y.; PETERSON, R. G. 1990. Geostrophic transport in the Brazil Current north of 20° S. *Deep-Sea Res.* 37(12), p.1875–1886.

STRAMMA, L., IKEDA, Y., PETERSON, R.G. 1990. Geostrophic transport in the Brazil Current north of 20°S. *Deep-Sea Res. Part A* 37 (12), p. 1875–1886.

SVERDRUP, H.U; JOHNSON, U.M.W.; FLEMING, R.H. 1942. The Oceans, their physics, chemistry, and general biology. New Jersey, 1087 p.

SVERDRUP, H.U., 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 33, p. 318-326.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. *Journal of Climate* , 13(5), p. 1000-1016.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296(5569), p. 895–899.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G.C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Climate*, 13, p. 1018-1036.

TOGGWEILER, J R., 2009: Shifting westerlies. *Science*, 323, p. 5920.

TOGGWEILER, J. R.; SAMUELS, B. 1993. New radiocarbon constraints on the upwelling of abyssal water to the ocean's surface, in *The Global Carbon Cycle*, edited by M. Heimann, NATO ASI Ser., Ser. I, vol. 15, p. 333 – 366.

TRENBERTH, K. E.; SOLOMON, A. 1994. The Global Heat Balance: Heat transports in the atmosphere and ocean. *Climate Dyn.*, 10, p. 107-134.

TSUCHIYA, M, 1985. Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 43(1), p. 57-65.

VIANNA, M. L.; MENEZES, V.V. 2005. Circulação oceânica: monitoramento por meio de altimetria multi-satélite. In *Oceanografia por satélites*, R. B. Souza (editor). Oficina de Textos, São Paulo, p. 50–60.

VISBECK, M. 2009: A Station-Based Southern Annular Mode Index from 1884 to 2005. *J. Climate*, 22, p. 940–950.

WILLEBRAND, J.; PHILANDER, S.G.H.; PACANOWSKI, R.C. 1980. The oceanic response to the large scale atmosphere disturbances. *J. Phys. Oceanogr.* 10, p. 411–429.

WILLIS, J. K., D. ROEMMICH, AND B. CORNUELLE, 2004: Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, 109, C12036, p. 1-13.

WU, L.; CAI, W.; ZHANG, L.; NAKAMURA, H.I; TIMMERMANN, A.; JOYCE, T. M.; MCPHADEN, M. J.; ALEXANDER, M. A.; QIU, B.; VISBECK, M.; CHANG, P.; GIESE, B. 2012. Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents. *Nat. Clim. Change*, 2(3), p.161–166.

YUAN, X.; YONEKURA, E. 2011. Decadal variability in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, 116, p.1-12.

ZEMBA, J.C.; MCCARTNEY, M.S. 1988. Transport of the Brazil Current: It's bigger than we thought. *Trans. Am. Geophys. Union*, 69, p. 1237.

ZEMBA, J.C. 1991. The Structure and Transport of the Brazil Current Between 27° and 36°South. Tese de Doutorado. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 160 p.

ZICKFELD, K.; FYFE, J.; EBY, M.; WEAVER, A. 2008. Comment on “Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change”. *Science*, 319, p. 570.