Carolina Barnez Gramcianinov

Variabilidade da Corrente do Brasil na região da Confluência Brasil-Malvinas através de simulações numéricas

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

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

> São Paulo 2012

Universidade de São Paulo Instituto Oceanográfico

Variabilidade da Corrente do Brasil na região da Confluência Brasil-Malvinas através de simulações numéricas

Carolina Barnez Gramcianinov

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

Aprovada em — / — / — por:

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Sumário

| | Agra | adecimentos | ii |
|---|-------|--|----|
| | Rest | umo | v |
| | Abst | tract | 'i |
| | Lista | a de Acrônimos | ii |
| | Lista | a de Figuras | X |
| | Lista | a de Tabelas | ii |
| 1 | Intr | odução | 1 |
| | 1.1 | Contextualização | 1 |
| | 1.2 | Motivação | 5 |
| 2 | Obj | etivos | 7 |
| 3 | Sud | oeste do Atlântico | 8 |
| | 3.1 | Aspectos Gerais | 8 |
| | 3.2 | Corrente do Brasil | 0 |
| | 3.3 | Região da Confluência Brasil-Malvinas | 2 |
| 4 | Mat | teriais e Métodos 1 | 8 |
| | 4.1 | Modelo e Experimento | 8 |
| | 4.2 | Análise dos Resultados do Experimento | 0 |
| | | 4.2.1 Dados de Satélite | 0 |
| | | 4.2.2 Transporte | 1 |
| | 4.3 | Afastamento da Corrente do Brasil da costa | 2 |
| | | | |

| | | 4.4.1 | Método dos Mínimos Quadrados | 24 |
|----|-------------|--|---|----|
| | 4.5 | Filtro | Passa-Baixa | 26 |
| 5 | Res | ultados | | 27 |
| | 5.1 | Anális | e do Experimento: Atlântico Sul | 27 |
| | 5.2 | Análise do Experimento: Atlântico Sudoeste | | |
| | | 5.2.1 | Mapas de distribuição de TSM | 29 |
| | | 5.2.2 | Seções verticais | 31 |
| | | 5.2.3 | Transporte | 39 |
| | 5.3 | Latitud | de de separação da CB | 39 |
| | | 5.3.1 | Método de obtenção da série | 39 |
| | | 5.3.2 | Variabilidade da latitude de separação da CB | 44 |
| | | 5.3.3 | Análise das forçantes da variação da latitude de separação da CB. | 47 |
| 6 | Disc | ussão | | 52 |
| | 6.1 | Experi | mento | 52 |
| | 6.2 | Variaç | ão da Latitude de Separação da CB | 58 |
| | | 6.2.1 | Análise das forçantes da variação da latitude de separação da CB. | 60 |
| 7 | Con | clusão | | 65 |
| Re | Referências | | | 75 |

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a Deus, pois sem ele nada disso teria o menor sentido. Agradeço a minha mãe que sempre me apoiou incondicionalmente, me deu tudo que eu precisava e até o que eu não precisava sem titubear. A ela eu devo tudo que sou até hoje e é bom ver que mesmo depois de tanto tempo ela ainda consegue me dar verdadeiras lições de vida. Ela foi, é e será o meu orgulho e o meu exemplo de vida.

Devo muito desse trabalho ao Gustavo, que acreditou em mim até quando eu não acreditei. Me ensinou novamente algumas coisas que eu havia esquecido, como disciplina, companheirismo e cumplicidade. Graças a ele muito da minha vida mudou completamente e isso me impulsionou pra frente. Agradeço a Deus por ter colocado alguém tão especial no meu caminho.

Agradeço ao meu irmão Guilherme, que está sempre comigo, sempre me apoiando, sempre me fazendo rir. Agradeço ao meu pai pelo apoio e pelos puxões de orelha, mesmo sabendo (e ele mesmo disse isso) que ele não entenderia nada deste trabalho, mas mesmo assim, me ama muito. Agradeço a minha vó Wanda, que sempre se preocupa comigo. Agradeço a toda minha família, que me serve como um verdadeiro alicerce: Tamara, tio Edu, tia Marga, tia Tê, Kleber e Flávia.

Agradeço muito as melhores amigas que eu poderia ter, verdadeiras gatas sem fim. Agradeço Lívia, Silvia, Ana ppor terem me aguentado por tanto tempo, desde a nossa semana de recepção em 2005! Agradeço especialmente a Alynne que não só me aguentou como amiga como dividiu casa, comida, chachorro e muitas situações nesses últimos 3 anos. Foram risadas, comidinhas, vinhos, choros, desabafos... Ela foi praticamente a irmã mais velha que eu não tive! Agradeço aos meninos da Rep. do Cativeiro, Indigente, Charula, Funga e Fiona por sempre me receberem de braços abertos e com cerveja na geladeira (quase sempre na verdade!).

Agradeço também o pessoal da pós do IO: Márcio, Elizandra, Nair, Ana Paula, César, Fabrício e Rafael. Não poderia deixar de agradecer a Jéssica que me ajudou muito nesse trabalho e tornou minhas tardes no lab bem mais divertidas - não me conformo de não ter conhecido ela antes, as coisas seriam bem mais fáceis e agradáveis!

Agradeço muito ao França que dedicou um tempo precioso no meu trabalho quando já

não havia mais tempo. Todos os comentários, discussões, cálculos estatísticos... agradeço muito! Agradeço ao Edmo pela orientação e empenho nesses últimos meses sufocantes. Agradeço a ele também por todas as oportunidades que me foram dadas.

Agradeço ao IOUSP e aos professores que me ajudaram nessa jornada na pós: Paulo Polito, Marcelo Dotori e especialmente ao Ilson, pela atenção e carinho.

Por fim, agradeço a CNPq pela bolsa trabalho que me financiou nesses últimos anos.

Resumo

O papel do Oceano Atlântico Sul na manutenção do clima global é de extrema importância uma vez que compõe uma das partes fundamentais da circulação Termohalina Global. Nesse contexto, o Sudoeste do Atlântico Sul é uma região complexa e energética, onde duas correntes de contorno oeste de sentidos opostos se encontram formando a Confluência Brasil-Malvinas. O objetivo deste trabalho é investigar mudanças de longo período na variabilidade da latitude de separação da Corrente do Brasil (CB) da Plataforma Continental, considerada um delimitador do limite sul do Giro Subtropical do Atlântico Sul na região do Sudoeste do Atlântico Sul. Para tal, foi usado resultados do modelo HYCOM em um experimento datado denominado ATIa0,25. O modelo foi forçado por dados da reanálise do NCEP e seus resultados abrangem o período de 1960 a 2010. A latitude de separação da CB da costa foi definida neste trabalho como o ponto em que a isoterma de 18ºC cruza a isóbata de 1000 metros de profundidade. A variabilidade da latitude de separação da CB pode ser dividida em três momentos principais: no começo a latitude de separação está ao sul de sua média, na década de 70 está a norte de sua posição média até a década de 90; depois dos anos 90 a posição começa a se deslocar para sul até 2010. As tendências encontradas são $0,37 \pm 0,02^{\circ}$ /década entre 1960 e o final da década de 70 e $0,10 \pm 0,01^{\circ}$ /década de 1980 a 2010. Os transportes das correntes do Brasil e das Malvinas, as latitudes dos rotacionais nulo e máximo do vento e o índice do Modo Anular Sul são também analisados no período de 1960 a 2010, como possíveis forçantes da variação da latitude da separação da CB. Todas a séries obtidas apresentam mudança ao intensificação das tendências entre as décadas de 70 e 80 - assim como na série de separação da CB. Esse comportamento pode estar relacionado ao Modo Anular Sul. Este modo de variabilidade climática afeta as forçantes de separação da CB em escalas de tempo diferentes. O deslocamento para sul do limite sul do Giro Subtropical do Atlântico Sul observado nesse trabalho inicia-se no início da década de 90 e está relacionado com mudança nos regimes de vento da bacia causadas provavelmente por mudanças nos campos de temperatura de superfície do mar.

Paravras-chave: Atlântico Sudoeste, Concfluência Brasi-Malvinas, Corrente do Brasil.

Abstract

The role of South Atlantic Ocean on global climate is highly important since it compounds one of the most significant parts of Thermohaline Circulation, the Atlantic Meridional Overturning Circulation. In this sense, the Southwestern South Atlantic is a complex and energetic region, where two western boundary currents, coming in opposite directions, encounter each other forming the Brazil-Malvinas Confluence. The goal of this work is to investigate long-term changes in the latitude of separation of the Brazil Current, considered as the southern limit of the South Atlantic Subtropical Gyre in the Southwestern South Atlantic. In this investigation, results of a numerical experiment with the model HYCOM, dubbed ATIa0.25, were used. The model was forced with NCEP reanalysis products and its results cover the period of 1960 to 2010. The Brazil Current separation latitude was defined as the point where the 18°C isotherm crosses the 1000 meters depth isobath. The variability of the CB separation latitude can be divided in three periods: at the beginning of experiment, the separation point has a tendency to move southward of it's mean position; From the 70's to the 90's, it shows a northward tendency; after the 90's it started again a southward shift until 2010. The trends of the northward shifts are of $0.37 \pm 0.02^{\circ}$ /decade in the 70's and $0.10 \pm 0.01^{\circ}$ /decade between 80's and 2010's. Brazil and Malvinas currents transports, the latitude of zero and maximum value of the wind stress curl and the Southern Annular Mode index are also analyzed for the 1960-2010, period as possible forcing mechanisms of BC separation latitude. All series obtained presents changes or intensification on trends between 70's and 80's decades so do the series of BC separation latitude. This behavior can be related to the Southern Annular Mode. This climatic mode of variability affects the forcing mechanisms of the BC separation latitude in different time scales. The southward shift of the southern limit of South Atlantic Subtropical Gyre observed in this work starts in the beginning of 90's decade and is related with changes in wind patterns, probably due to changes in sea surface temperature distribution.

Keywords: Southwestern Ocean, Brazil-Malvinas Confluence, Brazil Current.

Lista de Acrônimos

ACAS: Água Central do Atlântico Sul AIA: Água Intermediária Antártica APAN: Água Profunda do Atlântico Norte ASM: Altura da Superfície do Mar ASS: Água Subantártica de Superfície AT: Água Tropical CA: Corrente das Agulhas CAS: Corrente do Atlântico Sul **CB**: Corrente do Brasil CBe: Corrente de Benguela **CBM**: Confluência Brasil-Malvinas CCA: Corrente Circumpolar Antártica **CCSE**: Contra Corrente Sul Equatorial **CM**: Corrente das Malvinas **CNB**: Corrente Norte do Brasil COADS: Conjunto Amplo de Dados Atmosféricos (do inglês Comprehensive Atmosphe*ric Data Set*) **CRM**: Célula de Revolvimento Meridional **CSE**: Corrente Sul Equatorial CSEs: Ramo sul da Corrente Sul Equatorial ETOPO-5: Topografia da Terra com resolução de 5 minutos (do inglês 5-minutes Earth Topography) FFT: Transformada de Fourier (do inglês fast Fourier transform) FSTP: Frente Subtropical de Plataforma **GSAS**: Giro Subtropical do Atlântico Sul HYCOM: Modelo Oceânico de Coordenadas Híbridas (do inglês Hybrid Coordinate Ocean Model)

IPCC: Painel Internacional de Mudanças Climáticas (do inglês *Intergovernmental Panel on Climate Changes*)

LABMON: Laboratório de Modelagem Numérica de Processos Oceânicos do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

MAS: Modo Anular Sul

MMQ: Método dos Mínimos Quadrados

NASA: Agência Nacional de Ciências Espaciais e Atmosféricas dos Estados Unidos (do inglês *Nacional Agency of Space and Atmosphere Science*)

NASDA: Agência Nacional de Desenvolvimento Espacial do Japão (do inglês *Nacional Space Development Agency of Japan*)

NCEP: Centro Nacional de Previsões Ambientais (do inglês *National Centers for Environmental Prediction*)

SCE: Subcorrente Equatorial

TSM: Temperatura de Superfície do Mar

TRMM: Missão de Medidas de Chuvas Tropicais (do inglês, Tropical Rainfall Measu-

ring Mission)

VA: Vazamento das Agulhas

Lista de Figuras

| 1.1 | Representação esquemática da Circulação Termohalina Global, destacando o | |
|-----|--|----|
| | Giro Subtropical do Atlântico Sul (adaptado de Gordon, 1986) | 2 |
| 1.2 | Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul acima de 100 | |
| | m de profundidade. As correntes apresentadas são Corrente das Malvinas (CM), | |
| | Corrente do Brasil (CB), Corrente de Benguela (CBe), Corrente do Atlântico Sul, | |
| | Corrente Norte do Brasil (CNB), ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs), | |
| | Corrente Sul Equatorial (CSE), Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE) e Sub- | |
| | corrente Equatorial (SCE) (adaptada de <i>Campos et al.</i> , 2001) | 3 |
| 3.1 | Área definida como Atlântico Sudoeste neste trabalho, delimitada pelas latitudes | |
| | 28° - 50° S e longitudes 60° - 30° W. Nesta figura é apresentada a distribuição de | |
| | TSM obtida por um radiometro de microondas TMI do satélite Tropical Rainfall | |
| | Measuring Mission. A linha preta marca a isoterma de 18°C | 9 |
| 3.2 | Esquema da circulação no Sudoeste do Atlântico Sul. As siglas são referentes | |
| | a Corente do Brasil (CB), Corrente das Malvinas (CM) e Frente Subtropical de | |
| | Plataforma (FSTP). Figura adaptada de <i>Matano et al.</i> (2010) | 12 |
| 4.1 | O domínio geográfico do experimento abrange toda bacia do Atlântico e Índico | |
| | (98°W-114°E e 65°S-60°N). A simulação com o HYCOM, possui a resolução | |
| | espacial de 0.25° e foi datada de janeiro de 1948 a dezembro de 2010. Na figura | |
| | temos um instantâneo da TSM no dia 18 de janeiro de 1950 | 19 |
| 5.1 | Mapa da altura da superfície do mar média e velocidade média na camada de | |
| | mistura na bacia Atlântico Sul. As médias foram calculadas para o período de | |
| | 1960 a 2010 do experimento ATIa0,25 | 28 |
| | | |

| 5.2 | Temperatura de superfície do mar no verão (esquerda) e inverno (direita) austrais. | |
|------|--|----|
| | Esta figura apresenta os campos médios de janeiro, fevereiro e março para o | |
| | verão e julho, agosto e setembro para o inverno, considerando o período de 1960- | |
| | 2010. A linha preta destacada marca a isoterma de 18°C | 29 |
| 5.3 | Temperatura de superfície do mar (TSM) segundo os resultados do modelo (es- | |
| | querda) e dos dados de satélite (direita). Esta figura apresenta os campos médios | |
| | de TSM para o período de 1960-2010. A linha preta destacada marca a isoterma | |
| | de 18°C | 30 |
| 5.4 | Diagrama de disperssão de TSM do experimento ATIa0,25 e dos dados de satélite | |
| | TMI para todos os pontos entre 60° - 30°W e 28° - 50°S no período de 2003 a | |
| | 2008 | 31 |
| 5.5 | Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 32°S até 2500 m de pro- | |
| | fundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional | |
| | (inferior) | 33 |
| 5.6 | Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 34°S até 2500 m de pro- | |
| | fundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional | |
| | (inferior) | 34 |
| 5.7 | Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 36°S até 2500 m de pro- | |
| | fundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional | |
| | (inferior) | 35 |
| 5.8 | Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 38°S até 2500 m de pro- | |
| | fundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional | |
| | (inferior) | 36 |
| 5.9 | Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 40°S até 2500 m de pro- | |
| | fundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional | |
| | (inferior) | 37 |
| 5.10 | Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 42°S até 2500 m de pro- | |
| | fundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional | |
| | (inferior) | 38 |

- 5.11 Séries temporais da variação da latitude de separação da CB da costa utilizando as isotermas de 21°C (superior) e de 18°C (inferior) para o período de 1960 a 2010. Em ambos os gráficos a curva em cinza representa os dados brutos enquanto a curva em vermelho respresenta dos dados tratados com filtro passabaixa de 6 meses.
 40
- 5.12 Médias mensais da latitude de separação da CB da costa utilizando as isotermas de 21°C (superior) e de 18°C (inferior). Essas médias mensais foram obtidas utilizando o período de 1960 a 2010. As barras de erros mostram o desvio padrão das séries de cada mês.
- 5.13 Comparação entre as séries temporais da variação da latitude de separação da CB obtidas pelos resultados do modelo (curva azul) e pelos dados do satélite (curva vermelha) no período de 1993 a 2010. Superior: latitude de separação obtida utilizando a isoterma de 21°C. Inferior: utilizando a isoterma de 18°C. As linhas de tendências estão representadas em cada gráfico seguindo o padrão de cores especificados acima. Todas as séries estão filtradas com passa-baixa de 6 meses.
 42

- 5.16 Superior: sinal anual da variação da latitude de separação da CB da costa obtido por ajuste de mínimos quadrados. Inferior: Série da variação da latitude de separação da CB sem o sinal anual (vermelho) e com o sinal anual (cinza).
 45
- 5.17
 Série da variação da latitude de separação da CB da costa após o uso do filtro

 passa baixa de 4 anos.
 47

| 5.18 | Séries da variação da anomalia do transporte da CB em 35° S (superior) e da CM | |
|------|---|----|
| | em 40°S (inferior) para o período de 1960 a 2010, após a utilização de um filtro | |
| | passa baixa de 4 anos | 48 |
| 5.19 | Séries da variação da latitude do rotacional máximo do vento (superior) e do ro- | |
| | tacional nulo (inferior) para a bacia do Atlântico Sul no período do experimento | |
| | (1960-2010), após a utilização de um filtro passa baixa de 4 anos | 49 |
| 5.20 | Série da variação índice MAS para o período de 1960 a 2010, após a utilização | |
| | de um filtro passa baixa de 4 anos | 51 |
| 6.1 | Modelo esquemático da circulação na região da Confluência Brasil-Malvinas so- breposto a distribuição de TSM média (1960-2010) elaborado a partir dos resul- | |
| | tado do experimento. | 54 |
| 6.2 | Distribuição média de ASM para o período de 1960-2010 no Atlântico Sul. Os | |
| | vetores representam a velocidade média para o mesmo período e a linha preta | |
| | marca a isoterma de 180 | 59 |
| 6.3 | Mapa de tendência de TSM em °C/déc. para o Atlântico Sul entre 1960-2010 | |
| | obtido pelo experimento. | 64 |

Lista de Tabelas

| 6.1 | Comparação entre os transportes calculados neste trabalho e os obtidos em tra- | |
|-----|--|----|
| | balhos anteriores. | 56 |

Capítulo 1

Introdução

1.1 Contextualização

A bacia do Atlântico Sul, entre as latitudes 60°S-0°N e longitudes 60°W-20°E, tem um papel importante na manutenção do clima global atual. Isto porque essa bacia possui características únicas em relação sua distribuição e transporte de calor. Enquanto as outras bacias oceânicas tendem a transportar calor do equador para os polos, o oceano Atlântico Sul fornece calor para o Atlântico Norte, em forma de um fluxo de águas quentes. Estas águas são incorporadas na circulação Atlântico Norte e quando chegam em altas latitudes, nas proximidades da Groenlândia e Mar da Noruega perdem calor para a atmosfera, se tornam frias e portanto mais densas e afundam por subducção. Essa massa de água, formada pelo afundamento de águas mais frias e mais salinas, é denominada Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e flui em profundidades abissais em direção ao polo sul, até ser distribuída para o oceano Índico e Pacífico através da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Posteriormente, esta água retorna pela superfície ao oceano Atlântico Sul, é aquecida durante seu percurso e cruza o equador rumo ao norte até altas latitudes, onde afunda. Esta circulação contínua é chama Circulação Termohalina Global (figura 1.1) e é responsável pela distribuição de calor para todas bacias oceânicas (Gordon, 1986).

A componente atlântica da Circulação Termohalina Global é chamada Célula

de Revolvimento Meridional (CRM) e consiste nessa circulação de águas frias para sul pelo fundo (ramo profundo) e águas quentes pela superfície para norte (ramo superficial) (*Gordon*, 1986). A formação da APAN é considerada uma "bomba térmica" que mantém o funcionamento da CRM e consequentemente, a distribuição de calor através da Circulação Termohalina Global. Como o afundamento da APAN depende da relação entre as propriedades dessa massa de água, as águas ao seu redor e a atmosfera, a composição de água que chega ao Atlântico Norte pelo ramo superior da CRM é de extrema importância. Alterações das propriedades dessa água, como aumento ou diminuição da salinidade e temperatura, alteraria esse equilíbrio conhecido hoje e influenciaria a formação da massa de água. Dessa forma, é fundamental conhecer quais fatores e processos interferem nas propriedades das águas que compõem o ramo superficial da CRM.



Figura 1.1: Representação esquemática da Circulação Termohalina Global, destacando o Giro Subtropical do Atlântico Sul (adaptado de *Gordon*, 1986).

A circulação de grande-escala do Atlântico Sul (figura 1.2) é dominada pela feição anticiclônica chamada Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS). O ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs) é o limite norte do giro, que se bifurca ao se aproximar da costa brasileira, em torno de 15°S, dando origem à Corrente do Brasil (CB), que flui para sul ao longo da costa sul-americana. O fluxo para leste da Corrente do Atlântico Sul (CAS) e o fluxo para norte da Corrente de Benguela (CBe) fecham o GSAS. Esta circulação, que pode ser considerada o ramo superficial da CRM, recebe a influência de

águas oriundas do Pacífico e do Índico (Campos et al., 2001)



Figura 1.2: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul acima de 100 m de profundidade. As correntes apresentadas são Corrente das Malvinas (CM), Corrente do Brasil (CB), Corrente de Benguela (CBe), Corrente do Atlântico Sul, Corrente Norte do Brasil (CNB), ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs), Corrente Sul Equatorial (CSE), Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE) e Subcorrente Equatorial (SCE) (adaptada de *Campos et al.*, 2001).

As águas frias do Pacífico entram através da passagem de Drake, e as águas relativamente mais quentes e salinas do Índico são injetadas no GSAS por anéis e filamentos, na região de retroflexão da Corrente das Agulhas (CA), ao sul da África, mecanismo conhecido também como Vazamento das Agulhas (VA). Essas águas interoceânicas, que alimentam a formação da APAN no Atlântico Norte, são confinadas no meio da termoclina logo acima da Água Intermediária Antártica (AIA; *Gordon* (1986)), dando origem a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A alteração dessa massa de água devido a diferentes proporções das contribuições do Pacífico e Índico pode resultar em mudanças significativas na CRM e, consequentemente, no clima do planeta (*Gordon*, 1986; *Rintoul*, 1991; *Gordon et al.*, 1992; *de Ruijter et al.*, 1999; *Richardson et al.*, 2003; *Haarsma et al.*, 2009). Ao longo das últimas décadas, muitos trabalhos tem estudado a variabilidade do Atlântico Sul e sua relação com o clima. Há evidências de que o VA vem aumentando nas últimas décadas, em decorrência de mudanças no regime de ventos no Atlântico Sul (*Biastoch et al.*, 2009). Com base em resultados de simulações numéricas, esses autores mostram que o maior aporte de águas do Índico está alterando o padrão de circulação do Atlântico Sul, causando o fortalecimento do GSAS e tornando mais quente e salina as águas aos longo do continente sul-americano. Outros trabalhos também sustentam estas alterações, principalmente no Atlântico Sudoeste, onde há um pronunciado aumento do calor armazenado nas camadas superficiais, aumento na temperatura de superfície do mar (TSM) e na altura da superfície do mar (ASM) (*Lumpkin e Garzoli*, 2011; *Goni et al.*, 2011; *Sato e Polito*, 2008).

Dados hidrográficos mostram que a região de confluência entre as Correntes do Brasil e Malvinas, no limite sul do GSAS, é de extrema importância no controle das propriedades da água da termoclina do Atlântico Sul (*Gordon*, 1981). Nessa região ocorre a intrusão de bolsões de águas mais quentes e salinas na termoclina, que são espalhadas para o norte através de extensões da ACAS. Além disso, essas anomalias de salinidade e temperatura alteram a densidade da água e promovem maior mistura vertical e "ventilação da termoclina" (*Gordon*, 1981). Desta forma, a região de confluência Brasil-Malvinas, localizada no Atlântico Sudoeste, é fundamental para a manutenção da água da termoclina no Atlântico, influenciando diretamente o ramo superior da CRM.

O Atlântico Sudoeste é um área altamente energética, devido aos altos gradientes térmicos, que podem chegar a 0,3°C/Km (*Pezzi et al.*, 2009), associados ao encontro de duas correntes de contorno oeste, com características muito diferentes: a CB com águas tipicamente subtropicais, mais quentes e salinas, e a Corrente das Malvinas (CM), com águas subantárticas, mais frias e menos salinas. Desde os anos 80, o interesse por essa região vem aumentando devido a sua grande importância e complexidade.

Lumpkin e Garzoli (2011) mostram, através de análises com dados de satélites, que alterações de longo termo na TSM no sudoeste do Atlântico podem alterar o regime de vento na bacia, deslocando a linha de máximo rotacional do vento para Sul. Consequentemente o limite sul do GSAS também desloca-se para Sul, as águas subtropicais, mais quente, aumentam sua influência e alteram as anomalias de TSM na região. Nesse caso, segundo os autores, existe um mecanismo de retro-alimentação positivo, pois as mudanças nas anomalias de TSM continuarão a alterar o regime de ventos, e a linha de máximo rotacional irá mais para sul. Esta alteração no regime de ventos também pode influenciar o calor armazenado, uma vez que a intensidade do vento está relacionada com a troca de calor entre o oceano e a atmosfera. Assim, com o enfraquecimento dos ventos de oeste, característicos da latitude, há um aumento do calor armazenado (*Lumpkin e Garzoli*, 2011; *Goni et al.*, 2011).

1.2 Motivação

No relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Changes* (IPCC; *Bindoff et al.* (2007)), em um capítulo dedicado às mudanças climáticas observadas nos oceanos, são apresentadas evidências de que o Atlântico é o oceano mais afetado pelo aquecimento e salinização da superfície do mar. Isto é, o "Oceano Global" está de forma geral aquecendo e se tornando mais salino, porém, a bacia do Atlântico é a que apresenta maiores índices. Além disso, os autores admitem que o aquecimento e salinização observado no Giro Subtropical do Atlântico Norte tem uma forte ligação com a variabilidade da CRM nos últimos anos.

Diante do cenário de mudanças climáticas enfrentado atualmente, é importante o estudo sobre a variabilidade de regiões energéticas como o Atlântico Sudoeste ao longo dos anos e os mecanismos nele atuantes. Para isso a modelagem numérica tem se mostrado uma ferramenta indispensável, principalmente para o Atlântico Sul, onde a disponibilidade de dados *in-situ* é escassa. O presente trabalho está baseado em simulações numéricas, visando reproduzir a variabilidade do Atlântico Sul nos últimos 50 anos através do modelo HYCOM (*Bleck*, 2002), experimento LABMON/ATIa0,25 (*Campos, et al.*, comunicação pessoal).

Os objetivos centrais e secundários deste trabalho estão listados na próxima seção (2). Em seguida há uma revisão bibliográfica sobre a região de estudo (seção 3). Os métodos estão detalhados na seção 4, seguidos dos resultados, discusão e conclusões, nas seções 5, 6 e 7, respectivamente.

Capítulo 2

Objetivos

O objetivo principal do presente trabalho é **investigar a variabilidade da separação da Corrente do Brasil da costa na região da Confluência Brasil-Malvinas através do experimento numérico LABMON/ATIa0,25, para o período de 1960 a 2010**. A partir disso, os objetivos secundários e específicos se encontram abaixo:

- Analisar os resultados do experimento numérico realizado:
 - Comparar campos de temperatura de superfície do mar obtidos pelo experimento com dados de satélites;
 - Verificar se este experimento é capaz de reproduzir as principais características termohalinas e dinâmicas, descritas na literatura da região;
 - Calcular transportes das correntes em diferentes latitudes para comparação com valores encontrados na literatura.
- Analisar a variabilidade do ponto de separação da Corrente do Brasil da costa entre 1960-2010:
 - Obter um método eficaz e prático para determinar a latitude de separação da Corrente do Brasil da costa, visando obter uma série de tempo longa;
 - Buscar possíveis tendências desta latitude no período entre 1960-2010;
 - Encontrar possíveis mecanismos que estejam relacionados com esta variabilidade.

Capítulo 3

Sudoeste do Atlântico

3.1 Aspectos Gerais

O Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) é um giro anti-ciclônico forçado predominantemente pelo vento. Esse giro é limitado ao norte pelo ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs), a qual flui para o noroeste/oeste, cruzando a bacia do Atlântico (figura 1.2). Ao alcançar o limite oeste, a CSEs se bifurca dando origem à Corrente Norte do Brasil (CNB), que flui para norte, e a Corrente do Brasil (CB), para sul. Essa bifurcação é estratificada e se posiciona mais para o sul conforme o aumento de profundidade. Desta forma, a CB ganha transporte e fica mais profunda ao longo da costa brasileira em direção sul.

Em cerca de 38°S a CB se encontra com a Corrente das Malvinas (CM) e se separa da costa, fluindo para leste. Parte da CB recircula em 40°W e vai para norte, porém a maior parte continua para leste, formando a Corrente do Atlântico Sul (CAS). Próximo ao sul da África, parte da CAS continua para leste rumo ao Oceano Índico, enquanto outra parte flui para norte na Corrente de Benguela (CBe), e posteriormente entra na CSEs, completando o giro (*Peterson e Stramma*, 1991; *Stramma e England*, 1999; *Campos et al.*, 2001)

Neste trabalho o Atlântico Sudoeste é considerado como a região entre 28°-50°S

e 30°-60°W caracterizada por intensos gradientes termohalinos, onde ocorre o encontro de águas quentes e salinas transportadas pelo fluxo da CB para sul com as águas mais frias e menos salinas da CM fluindo para norte (figura 3.1). Essa confluência é denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM). O encontro de águas com características tão distintas e com fluxos opostos gera uma área altamente energética e de intensa instabilidade (*Chelton et al.*, 1990).



Figura 3.1: Área definida como Atlântico Sudoeste neste trabalho, delimitada pelas latitudes 28°-50°S e longitudes 60°-30°W. Nesta figura é apresentada a distribuição de TSM obtida por um radiometro de microondas TMI do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission*. A linha preta marca a isoterma de 18°C.

A região de confluência é importante no processo de ventilação da termoclina média (*Gordon*, 1981). A Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que flui para sul com a CB, injeta na termoclina média anomalias de salinidade que provocam aumento da densidade e assim, intensificam o processos de mistura vertical. Essa camada quente e mais salina da termoclina é espalhada para norte através da recirculação da CB e através de vórtices anticiclônicos gerados na confluência (*Gordon*, 1981).

Nas últimas décadas, muitos estudos foram realizados para entender os processos dinâmicos envolvidos na CBM, sua variabilidade e sua notável relação com o clima regional e da bacia do Atlântico Sul. Nos próximos tópicos serão descritas algumas das características mais importantes do comportamento da Confluência e da circulação dominante na região.

3.2 Corrente do Brasil

A CB é a corrente de contorno oeste do GSAS que flui adjacente a costa do Brasil entre 20° e 38°S (*Silveira et al.*, 2004). Tem origem na bifurcação da CSEs, e nesta região é caracterizada por um corrente fraca e rasa. Isto ocorre porque de 16 Sv transportados acima de 500 m (relativo a 1200 m) em 30°W, 12 Sv $(10^6m^3s^-1)$ flui para norte com a CNB enquanto apenas 4 Sv vai para sul com a CB (*Peterson e Stramma*, 1991). Como dito anteriormente, esta bifurcação é estratificada, isto é, a CB recebe contribuição de outras massa d'águas ao longo de seu percurso para sul, ficando mais profunda e intensa.

Nos primeiros 100 m de profundidade, a bifurcação da CSEs acontece em torno de 16°S e nesta camada a água é composta principalmente de Água Tropical (AT), quente e salina. De 100 a 500 m, a CSEs encontra a costa em 20°S, transportando ACAS e entre 500 e 1200 m, esta bifurcação ocorre em 28°S, contendo Água Intermediária Antártica (AIA). A maioria dos autores não considera o fluxo associado ao movimento da AIA como parte da CB (*Silveira et al.*, 2000). Desta forma, a CB flui para sul ao longo da costa do Brasil, aumentando seu transporte após a contribuição da ACAS (*Silveira et al.*, 2000; *Rodrigues et al.*, 2007; *Soutelino*, 2008). Segundo *Gordon e Greengrove* (1986), abaixo de 24°S o fluxo da CB aumenta 5% em 100 Km e, abaixo de 30°S, o fortalecimento deste fluxo está relacionado a uma célula de recirculação centrada entre 20°-40°S. No final desta célula, em 38°S, a CB totaliza 19-22 Sv relativos ao nível de 1400-1500 m (*Gordon e Greengrove*, 1986; *Gordon*, 1989; *Garzoli e Garraffo*, 1989).

Ao Sul do Cabo de São Tomé (22°S), a CB apresenta meandramentos com formação de vórtices anticiclônicos e ciclônicos ao longo de toda costa. *Campos* (1995)

atribui a formação destas feições à mudança de orientação da linha de costa em 22°S. Nesse cenário, a CB que flui para sul em uma plataforma estreita e abrupta com orientação norte-sul, acompanhando a isóbata de 200 m, encontra na Bacia de Santos uma plataforma larga com orientação nordeste-sudoeste. Com a mudança de orientação da linha de costa a CB entraria em uma região mais profunda por inércia e por conservação de vorticidade meandraria ciclonicamente, em direção a costa, dando início a uma onda de Rossby topográfica. Os vórtices presentes na Bacia de Santos são importantes mecanismos de ressurgência na região, trazendo ACAS, rica em nutrientes para a região costeira (*Campos*, 1995).

Na região de Confluência Subtropical (38°S), a CB e a CM se encontram e fluem para leste separadas em duas frentes, a frente da Subtropical e a frente Subantártica (*Saraceno et al.*, 2004), marcando o limite sul do GSAS. Após se separar da costa entre 33° e 38°S (*Olson et al.*, 1988), a CB divide-se basicamente em dois ramos. O primeiro flui para norte aproximadamente ao longo de 53°W e forma uma célula de recirculação anticiclônica quase-estacionária já citada acima. O outro ramo continua para sul, lado a lado com o fluxo de retorno da CM (*Peterson e Stramma*, 1991), antes de desviar para nordeste formando a CAS. O limite sul da influência das águas quentes e salinas da CB varia entre 38° e 46°S em uma escala de tempo de aproximadamente dois meses (*Legeckis e Gordon*, 1982; *Garzoli e Garraffo*, 1989).

Segundo a teoria de circulação de *Munk* (1950), a separação de correntes de contorno oeste ocorrem na latitude de zero rotacional do vento. Porém a CB se separa da costa em aproximadamente 36°S, cerca de 10° ao norte da faixa de rotacional do vento nulo (*Olson et al.*, 1988; *Matano et al.*, 1993). Isso se deve ao fato da CB ser uma corrente de contorno oeste relativamente fraca se comparada a outras correntes de contorno oeste. *Stommel* (1965) explica essa diferença pelo fato de que no Atlântico Sul a circulação tem um componente termohalino oposto ao componente gerado pelo vento. Isso faz com que a CB seja mais fraca que suas análogas no resto do mundo, nas quais estas componentes se somariam.

3.3 Região da Confluência Brasil-Malvinas

A dinâmica do Atlântico Sudoeste é dominada pela variabilidade da CBM, onde as águas frias subantárticas se encontram com águas subtropicais mais quentes. Essa região, que é caracterizada por intensos gradientes térmicos (0,3°/Km, *Pezzi et al.*, 2009) e alta atividade de meso-escala, demarca o limite sul do GSAS (*Gordon*, 1981; *Olson et al.*, 1988) (figura 3.2).



Figura 3.2: Esquema da circulação no Sudoeste do Atlântico Sul. As siglas são referentes a Corente do Brasil (CB), Corrente das Malvinas (CM) e Frente Subtropical de Plataforma (FSTP). Figura adaptada de *Matano et al.* (2010).

Na região de confluência há uma feição anticiclônica associada à CB e uma ciclônica, associada à CM. Isto porque ambas correntes apresentam respectivos fluxos de retorno na região da confluência (*Gordon*, 1981; *Gordon e Greengrove*, 1986). Em seções zonais, é possível observar o fluxo central da CB, entre 53°-54°W, e seu fluxo de retorno, em 48°W, respectivamente com 74 cm/s e 52 cm/s em superfície, transportando, em 38°S, cerca de 19 Sv. Em 42°S a CM aparece, com velocidade de 17 cm/s em superfície, e fica mais clara a presença de sua corrente de retorno, com 28 cm/s (*Gordon e Greengrove*, 1986).

A estratificação encontrada em 38°S revela uma circulação baroclínica, dominada pelos meandros da CB. Nos primeiros 800 m, são encontradas AT de origem subtropical e a Água Subantártica de Superfície (ASS) carregadas pela CB e CM respectivamente. A termoclina é mais intensa entre as isotermas de 7 e 13°C e logo abaixo, entre 800 e 1500 m, encontra-se uma camada com baixa salinidade, característica da AIA, que recircula no GSAS. Enquanto a CB se separa da costa mais ao norte alimentando o braço leste, a água profunda continua fluindo para sul. Esta água profunda, mais salgada, é a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que flui próxima ao talude e é encontrada até 43°S, fluindo entre a CM e sua respectiva corrente de retorno. Assim temos evidências de que o ponto de separação das corrente de contorno oeste no GSAS ocorrem em diferentes latitudes dependendo da profundidade (*Gordon*, 1989; *Maamaatuaiahutapu et al.*, 1994).

A oeste da confluência, próximo a 55°W existe uma água da plataforma continental que é advectada para norte pelo segmento costeiro da CM e é aquecida pela CB antes de voltar para norte com a corrente de retorno das CM. Esta água também recebe o aporte fluvial do Rio da Prata que, após ser transportado para norte no transporte ciclônico da CM, forma alongadas células de águas com baixa salinidade ao longo da confluência (*Gordon*, 1989). Segundo *Piola et al.* (2000), até 33°S a plataforma é dominada pela Água de Plataforma Subantártica, relativamente fria se comparada a Água de Plataforma Subtropical, existente mais ao norte. Estas massas de água são seperadas por uma frente que se comporta como extensão da CBM. Vórtices anticilônicos e ciclônicos (núcleos quente e frios, respectivamente) são frequentes na região. Estes vórtices quentes e frios podem ser encontrados tanto no limite sul da CB, como no limite norte da CM, ou até sobrepostos a um dos dois fluxos. O diâmetros desses vórtices variam de 100 a 150 km (*Garzoli*, 1993). A formação dessas feições estão relacionadas com instabilidade baroclínica associadas a mudanças drásticas na estrutura vertical da coluna de água na região (*Garzoli e Garraffo*, 1989) e também podem ser ocasionadas nas extremidades das retroflexões das correntes (*Legeckis e Gordon*, 1982). *Legeckis e Gordon* (1982) sugerem que a formação de anticiclones provenientes da CB ocorrem após o deslocamento para sul mais prolongado da confluência, que ocorre a cada 2 meses.

O comportamento da CBM abrange várias escalas temporais e muitos estudos tem analisado sua variabilidade (*Gordon e Greengrove*, 1986; *Olson et al.*, 1988; *Garzoli e Garraffo*, 1989; *Matano et al.*, 1993; *Garzoli e Giulivi*, 1994; *Zavialov et al.*, 1999; *Vivier et al.*, 2001; *Goni e Wainer*, 2001; *Saraceno et al.*, 2004; *Lumpkin e Garzoli*, 2011; *Goni et al.*, 2011). Normalmente a CB se separa da costa em torno de 36°S, enquanto a CM se afasta da costa em 38,8°S. A separação das duas correntes não é espacialmente coincidente. Existe entre as duas uma região de aproximadamente 300 Km. Essa zona de divisão entre as águas da CB e da CM tem altos gradientes térmicos e é preenchida com vórtices (*Olson et al.*, 1988). A confluência se encontra em sua posição mais ao norte durante o inverno austral (julho a setembro) e mais ao sul no verão (janeiro a março) (*Gordon e Greengrove*, 1986; *Olson et al.*, 1988). Em um estudo feito com ecossondas invertidas *Garzoli e Garraffo* (1989) e *Garzoli e Simionato* (1990) também encontraram uma oscilação leste-oeste da confluência. Segundo esses autores esta oscilação é de aproximadamente 100 Km e esta acoplada com a oscilação norte-sul.

Muitas são as teorias sobre as possíveis forçantes que ocasionam a variabilidade da CBM. *Olson et al.* (1988), um dos pioneiros a estudar uma série temporal na região, propuseram que esta variabilidade está relacionada, em diferentes níveis, a ventos de grande escala, a ventos locais, a variações da frente Subantártica e a propagação de meandros da CB para oeste. *Provost et al.* (1989) mostra, atravé de série de TSM obtidas por infravermelho, que os modos dominantes na região são o anual, relacionado com a variação da CB forçada pelos ventos subtropicais, e o semianual, ligado com os pulsos da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) forçados por ventos na passagem de Drake. Trabalhos mais recentes também encontraram forte sinal anual e semianual na região (e.g. *Wainer et al.*, 2000; *Saraceno et al.*, 2004), porém *Garzoli e Giulivi* (1994) mostraram através de observações que não há aparente relação entre os pulsos da CAA e a oscilação norte-sul da CBM.

Matano et al. (1993), a partir de experimentos numéricos forçados por ventos climatológicos, constataram que variações no transporte da CB e da CM forçadas pelo cizalhamento dos ventos na bacia do Atlântico Sul ocasionam a oscilação norte-sul da CBM. Segundo estes autores, durante o verão austral a latitude de confluência migra para sul devido a combinação de um fortalecimento do GSAS e um enfraquecimento no transporte da CM. Esta situação de reverteria no inverno austral, quando a CM se torna mais forte, o transporte da CB enfraquece e a CBM se desloca para norte. Alterações fora de fase entre a CB e CM acopladas com o deslocamento norte-sul do campo de ventos podem ocasionar maiores ou menores amplitudes da oscilação meridional da CBM.

Garzoli e Giulivi (1994) afirmam que os ventos locais influenciam muito mais na variabilidade da confluência do que os ventos de larga escala. Além disso, a latitude de separação da CB apresenta uma forte variabilidade interanual forçada por anomalias no padrão de ventos ao sul da confluência. Da mesma forma, *Wainer et al.* (2000) encontraram forte correlação entre os transportes da CB e CM com o ciclo do rotacional do vento em 40°S. Porém, *Witter e Gordon* (1999), relacionando mudanças nos ventos de larga-escala com variações interanuais do GSAS, encontraram um giro mais intenso no período de 1993-1995 e mais fraco em 1996-1997. Este fortalecimento e enfraquecimento do GSAS influenciaria a posição da CBM, de acordo com os resultados apresentados por *Matano et al.* (1993), aumentando a importância dos ventos de larga-escala na oscilação da confluência.

De fato, em estudos recentes, *Lumpkin e Garzoli* (2011) mostraram que a variação da latitude da CBM se dá pelo vento de grande-escala, que por sua vez é controlado por mudanças de TSM na bacia do Atlântico Sul. Em escala interanual, estes autores mostram que a confluência apresentou um deslocamento para o sul entre 1993 e 2001 e um deslocamento para norte entre 2002 e 2007. Assim, além da oscilação norte-sul anual conhecida (*Saraceno et al.*, 2004) a CBM apresenta uma oscilação norte-sul de longo período. *Goni et al.* (2011), por meio de dados de satélite, encontraram um deslocamento total de 1,5° na latitude de separação da CB para sul no período de 1993 a 2008. *Lumpkin e Garzoli* (2011) confirmam um deslocamento similar da CBM nos últimos 14 anos. Esta variação não parece estar relacionada com alterações nos transportes da CB e da CM, sendo a forçante desta variabilidade de longo período atribuída a outro mecanismo.

Lumpkin e Garzoli (2011) propoem que estas variações interanuais sejam provocadas por alterações nos campos de gradiente de TSM na bacia do Atlântico Sul. Altas temperaturas na região da confluência, geram anomalias nos ventos de leste e deslocam a latitude de máximo rotacional do vento para sul, levando a confluência para sul também. Este deslocamento da CBM para sul intensifica o gradiente de TSM, já que permite uma maior influência de águas subtropicais mais quentes na região mais ao sul. Este aquecimento em latitudes antes mais frias provocam novamente um deslocamento do máximo rotacional do vento para sul, que traz com ele a confluência, constituindo assim, um mecanismo de retro-alimentação positivo. Em latitudes menores que 38°-40°S a anomalia de ventos de leste não pode mais forçar a linha de máximo rotacional para sul, apenas pode enfraquecer os ventos de oeste. Esta correlação entre a localização da CBM e a flutuação de TSM sugerem uma influência do Vazamento das Agulhas na variabilidade de baixa frequência da confluência.

Goni et al. (2011) também encontram mudanças no campo de vento, aproximadamente em 30°S, o que implicaria em um enfraquecimento dos ventos de oeste no limite sul do GSAS, ocasionando um aumento no calor armazenado na superfície do oceano devido a redução dos fluxos de calor latente e sensível. Com isso, há um tendência da linha de rotacional zero para sul que pode explicar o deslocamento observado na posição da CBM.

Zavialov et al. (1999), analisando dados históricos de 1854 a 1994 encontraram um aquecimento na região de 1° a 1,6° em 100 anos. A região mais afetada, que apresenta os maiores índices, é a zona acima da plataforma continental. Esta área é a mesma destacada por *Lumpkin e Garzoli* (2011) (34°-38°S e 53,5°-57°W) como a de maior aquecimento, com 1,64°/déc.

Essas mudanças na TSM na região da CBM e no Atlântico Sul como um todo, alteram a circulação dos ventos em grande escala e, por consequência, a circulação oceânica. *Lumpkin e Garzoli* (2011) sugerem que o deslocamento para sul do máximo rotacional do vento esta relacionado com o deslocamento também para sul da confluência no período de 1993 a 2007. Dessa maneira, o máximo rotacional do vento estaria forçando a tendência observada na latitude da confluência via dinâmica de Sverdrup.

Capítulo 4

Materiais e Métodos

O Atlântico Sul apresenta um conjunto escasso de dados, o que torna difícil o estudo de suas variabilidades de longo prazo. Uma alternativa é o uso de dados de satélite que cobrem quase todo oceano e possuem uma boa resolução, porém são ainda limitados para o estudo de variabilidades de longos períodos, considerando que as séries mais longas tem menos de 20 anos de dados. Por isso, a modelagem numérica é considerada uma grande aliada nas investigações de variabilidades climáticas. No presente trabalho é utilizada uma simulação numérica que abrange as bacias do Atlântico e Índico no período de 50 anos, entre 1960 e 2010.

4.1 Modelo e Experimento

O modelo numérico utilizado é o HYCOM (*Hybrid Coordinate Ocean Model*), da Universidade de Miami (Estados Unidos), desenvolvido a partir dos trabalhos pioneiros de *Halliwell et al.* (1998) e *Bleck* (2002). Esse modelo oceânico tem a capacidade de adaptar suas coordenadas verticais de acordo com as necessidades e características locais. De forma geral, são usadas coordenadas isopicnais para o interior do oceano, coordenadas sigma (que representam frações da profundidade local) no talude e plataforma continental e coordenadas cartesianas na camada de mistura e nas regiões mais rasas.

O experimento denominado ATIa0,25 (Campos, et al., comunicação pessoal),

implementado pelo grupo do Laboratório de Modelagem Numérica de Processos Oceânicos (LABMON; Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo), considera toda bacia do Oceano Atlântico e do Índico, na área delimitada pelas coordenadas 98°W-114°E e 65°S-60°N (figura 4.1). A topografia de fundo foi extraída do ETOPO-5 (*National Geophysical Data Center 5-minutes Earth Topography*, "*Data Announcement 88-MGG-02*, *Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988*") e a resolução horizontal adotada é de 1/4°, em projeção Mercator, com 22 camadas híbridas.



Figura 4.1: O domínio geográfico do experimento abrange toda bacia do Atlântico e Índico (98°W-114°E e 65°S-60°N). A simulação com o HYCOM, possui a resolução espacial de 0.25° e foi datada de janeiro de 1948 a dezembro de 2010. Na figura temos um instantâneo da TSM no dia 18 de janeiro de 1950.

Para iniciar o modelo a partir do repouso foi usado campos de temperatura e salinidade da climatologia Levitus (*Levitus*, 1998) como condição inicial e as forçantes foram derivadas da climatologia mensal do COADS (*Comprehensive Atmospheric Data Set, Slutz et al.*, 1985). Após atingir uma situação estável, com 10 anos de simulação, se iniciou o experimento datado. Para isto, foram utilizadas médias mensais da Reanálise

do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*; *Kalnay et al.*, 1996), partindo de janeiro de 1948. Nas fronteiras abertas, adotou-se um esquema de relaxamento para a climatologia Levitus (*Levitus*, 1998), com especificação dos transportes barotrópicos correspondentes a Corrente Circumpolar Antártica com 148 Sv entrando no limite oeste e saindo no limite leste. O aporte fluvial do continente não foi considerado no experimento.

A simulação tem saídas mensais de 1948 a 2010, porém só foram consideradas neste trabalho os resultados a partir de 1960. Isto porque, apesar da rodada inicial para estabilização, considera-se que o modelo ainda tem um período de ajustamento para as novas condições impostas na simulação datada.

4.2 Análise dos Resultados do Experimento

Com o objetivo de validar os resultados do experimento ATIa0,25 análises comparativas foram feitas pra região de estudo, delimitada pelas longitudes 60° e 30°W e latitudes 50° e 28°S. Para as análises comparativas dos campos de TSM foram usados dados de satélites de microondas, descritos na seção 2.1 deste capítulo. Para avaliar se o modelo reproduz bem as características dinâmicas, foram usadas informações contidas na literatura. Seções verticais de salinidade, temperatura e velocidade são comparadas com seções descritas na literatura, de forma qualitativa. O transporte em algumas seções também foi calculado para uma análise quantitativa do experimento. O cálculo do transporte esta descrito na seção 2.2 deste capítulo.

4.2.1 Dados de Satélite

Os dados de satélite usados para a validação dos campos de TSM do experimento são do satélite com sensor de microondas *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), mantido pela NASA e pela NASDA (*National Agency of Space and Atmosphere Science* (*USA*) e *National Space Development Agency of Japan*, respectivamente), equipado com um radiômetro de microondas. Através do sensor de microondas é possível medir a TSM mesmo com intensa cobertura de nuvens, o que não ocorre com os sensores infravermelhos mais usados para tal medida. Além disso os radiômetros de microondas não são influenciados pelos aerossóis e vapor d'água. Em contrapartida, esses sensores são mais sensíveis a rugosidade na superfície do mar. No presente trabalho foi escolhido o TMI porque a região de estudo possui uma intensa e constante cobertura de nuvens, que prejudica muito a utilização do infravermelho. Os dados de microondas TMI são produzidos pelo Sistema de Sensoriamento Remoto da NASA (*disponível em www.remss.com*).

Os dados de TSM usados vão de 1993 a 2010, em médias mensais com resolução igual a do modelo, de aproximadamente 25 Km (0,25°). Antes de utilizados, os dados dos satélites são interpolados para a grade usada no modelo.

4.2.2 Transporte

Para avaliar quantitativamente os resultados do experimento, são calculados os tranportes das correntes em algumas latitudes. Os resultados foram comparados com transportes encontrados na literatura (e.g. *Maamaatuaiahutapu et al.*, 1998; *Rodrigues et al.*, 2010).

O transporte total foi calculado através das velocidades dadas pelo modelo. Sendo o HYCOM um modelo de camadas híbridas, as velocidades precisam ser interpoladas para uma grade z, de profundidade em metros. O nível de referência usado foi 1000 m para a CB e 3500 metros para CM. Seções verticais de velocidade meridional são usadas para calcular o transporte nas latitudes de 30°S, 32°S, 34°S, 35°S, 38°S, 40°S e 42°S. Desta forma o transporte da componente meridional da velocidade (Tv) é obtida com

$$Tv = \int \int v(x,z)dxdz \tag{4.1}$$
onde v(x,z) é a velocidade meridional. A primeira integração é feita calculando, para cada nível de profundidade, a média zonal da velocidade meridional v multiplicada pela extensão da seção dx, considerando os limites zonais escolhidos. Assim, obtem-se para cada nível de profundidade Tv(x):

$$Tv = \int Tv(x) \mathrm{d}z. \tag{4.2}$$

A segunda integração é feita somando os valores de T(x) respectivos de cada nível e multiplicando cada valor pela diferença de profundidade entre os vários níveis dz:

$$Tv = \sum_{i} Tv_i(x) \mathrm{d}z_i. \tag{4.3}$$

Assim calcula-se a componente meridional do transporte. Valores de transporte negativo são correspondentes a velocidade negativas, para sul, e valores de transporte positivo equivalem a velocidade positiva, na direção norte.

4.3 Afastamento da Corrente do Brasil da costa

Séries temporais de longo período são cada vez mais estudadas e se mostram importantíssimas para o estudo de variabilidades climáticas na Terra. Dessa forma, o monitoramento dessas variações se tornam cada vez mais necessários e devem ser feito de forma eficaz. Sistemas de assimilação de dados observacionais em modelos numéricos são cada vez mais comuns e contribuem para um monitoramento em tempo real de algumas regiões do oceano. Neste contexto, um método rápido e prático válido para a obtenção da variabilidade do ponto de separação da CB da costa se mostra útil para o monitoramento de variações na região de confluência. Por essa razão, são avaliados nesse trabalho diferentes técnicas para a obtenção da latitude de separação da CB da costa ao longo do período de 1960-2010.

Um dos métodos utilizados é o uso de uma isoterma fixa para demarcar as águas da Corrente do Brasil (CB). Assim, a latitude em que essa isoterma cruza a isóbata de 1000 m corresponde a latitude de separação da CB da costa. A isóbata de 1000 m foi escolhida por marcar o limite da plataforma continental na região (*Goni et al.*, 2011). A isoterma escolhida pode não corresponder extamente ao núcleo da CB, porém esta técnica segue as propriedades de uma determinada massa de água na superfície. A desvantagem de se escolher uma só isoterma para todo o período é que não são detectados aquecimentos e resfriamentos sazonais. De qualquer forma, para atingir os objetivos de analisar tendências em uma série temporal tão extensa, este método se torna útil e prático.

As isotermas utilizadas são as de 21°C e 18°C para obter-se a latitude de separação da CB da costa. Dessa forma, para todos os meses da simulação, de 1960 a 2010, o ponto em que a isoterma específica cruza a isóbata de 1000 m é marcado manualmente até obter-se uma série para todo período. As séries obtidas foram comparadas com séries obtidas pelo mesmo métodos através de dados de satélite (TMI, descritos acima) para o período de 1993 a 2010.

Também é utilizada a série da latitude de separação da CB usado a altura de superfície do mar (ASM). Os pontos onde as isolinha de ASM zero cruzam a isóbata de 1000 m são selecionados manualmente para cada mês através de mapas de distribuição horizontal. A escolha de mais de uma técnicas para a obtenção das séries temporais de separação da CB da costa permitem uma melhor análise dos resultados. Além disso, permite validar a escolha das isotermas selecionadas como demarcador da CB.

Os critérios usado neste trabalho tem como objetivo encontrar uma análise rápida e fácil da posição da separação da CB da costa através dos campos de TSM. Uma vez validado, permitirá o uso deste método para futuros monitoramentos da variabilidade da região através de dados de TSM de satélites e resultados de modelos.

4.4 Análises Estatísticas

4.4.1 Método dos Mínimos Quadrados

As tendências apresentadas neste trabalho foram calculadas através do ajuste linear dos pontos das séries pelo método de mínimos quadrados (MMQ). Este método nos permite calcular uma curva ajustada aos pontos da série original considerando o menor erro possível.

O ajuste linear de MMQ apresenta a forma de $\hat{y}_i = b_0 + b_1 x_i$, sendo \hat{y}_i o dado modelado correspondente ao ponto (x_i, y_i) medido, b_0 e b_1 os coeficientes linear e angular, respectivamente.

A solução na forma matricial usada é

$$B = (X'.X)^{-1}(X'.Y),$$
(4.4)

onde $X = [1, ..., 1; x_1, ..., x_n]$, $Y = [y_1, ..., y_n]$ e $B = [b_0, b_1]$ (*Emery e Thompson*, 1998). O coeficiente angular b_1 obtido equivale a tendência linear da série.

O erro do ajuste linear $S\epsilon$, ou variância residual, é dado por

$$S\epsilon = \left[\frac{1}{N-2}\sum_{i=1}^{N} (y_i - \hat{y}_i)\right]^{\frac{1}{2}},$$
(4.5)

onde y_i é o ponto de índice *i*, o \hat{y}_i é o ponto ajustado correspondente e *N* é o número de elementos da série. Neste cálculo usa-se N - 2 graus de liberdade uma vez que são obtidos dois parâmetros para a regressão linear.

As incertezas associadas a cada um dos parâmetros $b_0 e b_1$ obtidos são calculadas por

$$\sigma_b 0 = \sqrt{\sum_{i=0}^{N-1} \frac{x_i^2}{\sigma_i^2} / \Delta};$$
(4.6)

$$\sigma_b 1 = \sqrt{\sum_{i=0}^{N-1} \frac{1}{\sigma_i^2} / \Delta},\tag{4.7}$$

onde

$$\Delta \equiv \sum_{i=0}^{N-1} \frac{x_i^2}{\sigma_i^2} - \left(\sum_{i=0}^{N-1} \frac{1}{\sigma_i^2}\right)^2,\tag{4.8}$$

e σ_i é o desvio padrão da série (*Press et al.*, 2007).

O sinal anual das séries também foi obtido por MMQ, com a mesma solução matricial sugerida por *Emery e Thompson* (1998) (equação 4.4), seguindo a equação:

$$\hat{y}_i = b_0 + b_1 x_i + b_2 \sin\left(\frac{2\pi t_i}{T}\right) + b_3 \cos\left(\frac{2\pi t_i}{T}\right),$$
(4.9)

onde a amplitude é dada por $A = (b_2^2 + b_3^2)^{\frac{1}{2}}$ e a fase por $\theta = \arctan\left(\frac{b_3}{b_2}\right)$. T é o período, no caso 12 meses, e t_i é o passo de tempo correpondente ao ponto (x_i, \hat{y}_i) . Neste caso, o erro do ajuste deve ser calculado seguindo a equação 4.5, porém relativo a N - 4 graus de liberdade, já que foram obtidos quatro parâmetros.

4.5 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.

Para isto, foi necessário transformar as séries no domínio do tempo para o domínio da frequência e para isso um dos métodos mais utilizados é a Analise de Fourier (*Emery e Thompson*, 1998). 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 Transformada de Fourier (FFT, do inglês *fast Fourier transform*), que é computacionalmente mais atrativo (*Emery e Thompson*, 1998).

A partir do espectro de frequências, as oscilações com frequencias maiores que $0,128 rad (2\pi/49 meses)$ foram retiradas e a série foi reconstruida a partir das frequencias e amplitudes calculadas.

Capítulo 5

Resultados

5.1 Análise do Experimento: Atlântico Sul

De forma geral, os resultados do experimento numérico representam as feições principais da circulação média do Atlântico Sul descritas no Capítulo 3 deste trabalho. A figura 5.1 mostra a média de altura de superfície do mar (ASM) para o período do experimento, de 1960 a 2010. Os vetores representam a velocidade na camada de mistura e a linha preta marca a posição média da isoterma de 18°C para o período.

A figura 5.1 mostra o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), anticiclônico, com elevação máxima deslocada para o centro oeste da bacia oceânica. Há uma faixa de elevações positivas que vai do sul da África até a costa brasileira entre 36° e 12°S. Elevações negativas são encontradas na costa oeste da África e em toda parte sul da bacia, abaixo de 36°S, com exceção da plataforma argentina que apresenta valores positivos.

Ao Sul da África, a Corrente das Agulhas (CA) entra no Atlântico Sul, retrofletindo em cerca de 18°E. A Corrente de Benguela (CBe) pode ser observada fluindo paralela a costa africana e suas águas cruzam o Atlântico Sul através do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs) e chegam à costa brasileira em aproximadamente 15°S. Neste ponto há uma bifurcação e parte do fluxo segue para norte compondo a Corrente Norte do Brasil (CNB) e outra segue para o sul compondo a Corrente do Brasil (CB). As águas que entram na CB, seguem margeando a costa brasileira, com meandramentos e formações de anéis, até 34°-36°S onde se separa da costa. Neste ponto, parte da água retorna para norte em uma célula de recirculação que vai até 30°S. Porém, a maior parte flui até 37°-38°S, onde retroflete em uma feição anticiclônica e flui para leste, fechando o GSAS com a Corrente do Atlântico Sul (CAS).



Figura 5.1: Mapa da altura da superfície do mar média e velocidade média na camada de mistura na bacia Atlântico Sul. As médias foram calculadas para o período de 1960 a 2010 do experimento ATIa0,25.

Na região de confluência é possível observar o fluxo para norte intenso e estreito da Corrente das Malvinas (CM). Entre 34° e 36°S a CB e a CM se encontram e retrofletem para leste, delimitando o limite sul do GSAS e o limite norte do Giro Circumpolar. A posição da isoterma de 18°C se mostra um bom indicador para limite sul do GSAS na figura 5.1.

5.2 Análise do Experimento: Atlântico Sudoeste

5.2.1 Mapas de distribuição de TSM

Os mapas de distribuição de TSM apresentam campos de temperatura bem característicos da região de confluência. A figura 5.2 mostra a TSM média nos meses de verão austral (esquerda) e nos meses de inverno (direita) para o período do experimento (1960-2010). É possível perceber claramente a diferença de temperatura entre as águas quentes subtropicais, com índices entre 25° e 18°C, e as águas subantárticas, entre 16° e 8°C. Nos meses de inverno austral, as águas mais frias prolongam sua influência para norte, enquanto no verão são as águas quentes que se estendem mais para sul. A migração meridional na confluência devido a estação do ano pode ser mais claramente vista através da posição da isoterma de 18°C destacada na figura.



Figura 5.2: Temperatura de superfície do mar no verão (esquerda) e inverno (direita) austrais. Esta figura apresenta os campos médios de janeiro, fevereiro e março para o verão e julho, agosto e setembro para o inverno, considerando o período de 1960-2010. A linha preta destacada marca a isoterma de 18°C.

Essas águas quentes subtropicais são transportadas para sul pela CB enquanto as águas frias subantárticas são transportadas pela CM para norte. Usando a isoterma de 18°C como marcador das águas subtropicais da CB, obtem-se que esta corrente se separa da costa em média em $35,4^{\circ}S \pm 0,25^{\circ}$. Porém após esta separação, parte dessas águas subtropicais continuam para sul, podendo ultrapassar 42°S, onde finalmente começam a fluir para leste. Já as águas subantárticas da CM, com índices de temperatura abaixo de 15° C, restringem sua influência as isóbatas de 1000 - 2000 m e se comportam como uma "língua" fria em meio as águas subtropicais. Essa corrente, ao encontrar a CB, retorna para sul, através de uma corrente de retorno, de mesma intensidade e igualmente estreita.

Os mapas de TSM obtidos através dos dados de satélite e dos resultados do experimento ATIa0,25 apresentados na figura 5.3 são muito semelhantes. O experimento parece apresentar temperaturas maiores, o que é comprovado pelo coeficienre angular do ajuste linear entre os dois conjuntos de dados (1,098 \pm 0,003) na figura 5.4. Os campos com temperaturas mais elevadas do experimento não parecem influenciar o avanço de águas frias para norte no verão austral, mas sim o alcance de águas mais quentes para sul no inverno. A figura 5.4 mostra o gráfico de dispersão entre os dados de satélite e os resultados do experimento em toda região entre 60°-30°W e 28°-50°S no período de 2003 a 2008. O coeficiente de correlação encontrado foi 0,979 ±0,003.



Figura 5.3: Temperatura de superfície do mar (TSM) segundo os resultados do modelo (esquerda) e dos dados de satélite (direita). Esta figura apresenta os campos médios de TSM para o período de 1960-2010. A linha preta destacada marca a isoterma de 18°C.

Deve-se lembrar que dados de satélites não são confiáveis na região da plataforma continental, em regiões mais rasas que 1000 m de profundidade. Talvez esse seja um das possíveis explicações para a região próxima a plataforma continental ser a área de maior discrepância entre os mapas de TSM do modelo e do satélite.



Figura 5.4: Diagrama de disperssão de TSM do experimento ATIa0,25 e dos dados de satélite TMI para todos os pontos entre 60° - 30° W e 28° - 50° S no período de 2003 a 2008.

5.2.2 Seções verticais

As seções verticais de temperatura e salinidade em 32°S (figuras 5.5 superior e inferior) mostram um alto gradiente vertical nos primeiros 500 m. De 0 a 500 m, a temperatura varia cerca de 15°C, enquanto que, de 500 a 1000 m, varia 5°C. Essas águas superficiais, observadas em toda seção com salinidades superiores a 36 psu e temperaturas maiores que 20°C, são características da Água Tropical (AT). Logo abaixo, entre 250 - 500 m há predomínio da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), com índices entre 9 -20°C e salinidades entre 36 - 34,6 psu.

Ainda em 32° S, a oeste de $50,5^{\circ}$ W, sob a plataforma continental, há um fluxo de cerca de 0,1 m/s para norte com águas de baixos índices termohalino se comparadas com o oceano adjacente (33 - 33,5 psu e 15 - 18°C).

Analisando a seção vertical de velocidade meridional em 32°S (figuras 5.5 inferior) é possível notar o fluxo para sul de -0,4 m/s associado a CB entre a plataforma e a quebra da plataforma continental, centrado em 50°W. Este fluxo para sul esta presente ao longo dos primeiros 1500 m de coluna de água, apesar do núcleo da CB se encontrar nos primeiros 200 m. Isto porque, abaixo da CB existe outro fluxo para sul (com cerca de 0,2 m/s) que transporta águas com característica termohalinas diferentes das observadas para ACAS e AT (descritas acima). Essa massa de água, localizada entre 500 e 1500 m, é fria se comparada as massa superiores (3 - 6°C) e marca a mínimo de salinidade da coluna de água na porção oceânica da seção (34,2 - 34,6 psu).

Ainda observando as seções verticais de velocidade meridional, centrado em 48°W há um fluxo de retorno para norte com velocidades entre 0,1 e 0,2 m/s (figura 5.5 inferior) que transporta águas com características da AT e ACAS.

De 34°S a 38°S (figuras 5.6, 5.7, 5.8) o fluxo para sul da CB já se afastou da quebra da plataforma. Esse fluxo fica mais intenso, estreito e profundo ao longo de seu trajeto (em direção aos polos), chegando a -0,4 m/s em 38°S. Há, já em 34°S, uma corrente para norte, acima da quebra da plataforma, com velocidades entre 0,1 e 0,2 m/s. Esse fluxo é homogêneo, com mesma velocidade em toda coluna de água até cerca de 1000 m. Nas seções mais ao sul este fluxo se torna mais intenso e profundo, chegando a 0,3 m/s e 2500 m de profundidade.

As seções verticais de temperatura e salinidade em 34°S e 38°S (figuras 5.6 e 5.8, superiores e centrais) mostram as águas quentes e salinas subtropicais a leste do domínio das seções nos primeiros 500 m. Na região da plataforma e talude as temperaturas são bem mais baixas, assim como a salinidade. Há um desvio das isohalinas e isotermas na forma de domo no talude, caracterizando um afloramento de águas mais frias, entre 10 e 15°C.



Figura 5.5: Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 32°S até 2500 m de profundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional (inferior).



Figura 5.6: Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 34°S até 2500 m de profundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional (inferior).



Figura 5.7: Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 36°S até 2500 m de profundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional (inferior).



Figura 5.8: Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 38°S até 2500 m de profundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional (inferior).



Figura 5.9: Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 40°S até 2500 m de profundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional (inferior).



Figura 5.10: Seções verticais médias (de 1960-2010) na latitude de 42°S até 2500 m de profundidade: temperatura (superior), salinidade (central) e velocidade meridional (inferior).

5.2.3 Transporte

O cálculo do transporte foi feito em algumas seções a fim de avaliar a intensidade dos fluxos no modelo. Uma vez que a dinâmica da CBM é controlada principalmente pelo encontro de duas correntes opostas, é importante avaliar se o modelo reproduz estes fluxos corretamente, de forma que não haja interferência na posição da confluência.

Na latitude de 30°S a CB apresentou um transporte médio para sul de 15,3 \pm 5,6 Sv. Esta corrente ganha transporte de 30°S a 34° no modelo, chegando a 18, 6 \pm 8,4 Sv. Em 35°S o transporte médio é de 13,5 \pm 8,7 Sv e em 38°S o transporte obtido foi 19,4 \pm 10,02.

A corrente das Malvinas apresentou um transporte médio de $81,6\pm15,24$ Sv para o período, na latitude de 40°S e $106,6\pm6,8$ Sv em 42°S, ambos calculados para 3500 m de coluna d'água.

5.3 Latitude de separação da CB

5.3.1 Método de obtenção da série

As séries obtidas pelo método das isotermas para o período de 1960-2010 são apresentadas na figura 5.11. Foi usado um filtro passa-baixa para excluir da série oscilações com períodos menores que 6 meses. É possível ver o comportamento senoidal da série com período anual e semianual predominante.

A latitude de separação média, segundo a isoterma de 21°C, é 34,26°S. A latitude mais próxima ao equador obtida foi 30,94°S, em 1991, e a mais próxima ao polo foi 38,88°S, em 1962, com desvio padrão de 1,66°. Como a área de estudo é uma confluência com intensos gradientes de temperatura norte-sul é natural que a isoterma de 18°C esteja em latitudes mais ao sul. A latitude média obtida é 35,37°S, sendo a máxima 31,07°S, em 1991, e a mínima 40,44°S, em 1992. O desvio padrão da série obtida pela isoterma

de 18°C é 2,29°, mostrando maior amplitude das oscilações se comparadas a série da isoterma de 21°C.



Figura 5.11: Séries temporais da variação da latitude de separação da CB da costa utilizando as isotermas de 21°C (superior) e de 18°C (inferior) para o período de 1960 a 2010. Em ambos os gráficos a curva em cinza representa os dados brutos enquanto a curva em vermelho respresenta dos dados tratados com filtro passa-baixa de 6 meses.

Há semelhanças entre o comportamento das duas séries, já que nas duas há o predomínio do periodo anual. Ambas apresentam menores latitudes durante os meses de janeiro, fevereiro e março e maiores latitudes em julho, agosto e setembro. Isso é, a separação da CB ocorre mais ao sul no verão austral e mais ao norte no inverno austral. É possível ver esta variação sazonal norte-sul na figura 5.12, que mostra as médias de cada mês no período de 1960 a 2010 para as duas séries.

A correlação entre a série obtida pela isoterma de 21°C e de 18°C é 0,88 se considerarmos os dados brutos. Após a aplicação do filtro passa-baixa a correlação entre elas sobe para 0,95. Estes valores de correlação mostram duas séries com variabilidade semelhantes, exceto pelas diferentes amplitudes de oscilação. Por estas características, é indiferente usar a isoterma de 21°C ou de 18°C, já que as duas apresentam variabilidades semelhantes.



Figura 5.12: Médias mensais da latitude de separação da CB da costa utilizando as isotermas de 21°C (superior) e de 18°C (inferior). Essas médias mensais foram obtidas utilizando o período de 1960 a 2010. As barras de erros mostram o desvio padrão das séries de cada mês.

Comparando as séries obtidas usando a isoterma de 21°C nos resultados do modelo e nos dados de satélite, observa-se uma grande diferença nas amplitudes de ambas (figura 5.13, superior). O desvio padrão da série obtida pelo satélite é 3,55°, enquanto do modelo é 1,45° e as médias são respectivamente 33,17°S e 34,30°S. Além disso, as tendências obtidas nas séries para o período de 1993 a 2010 é de 1,20°/déc. \pm 1,57 nos dados do satélite contra 0,48°/déc. \pm 0,65 nos resultados do modelo. Nenhuma dessas tendências encontrada é significativa pelo intervalo de confiança. A variabilidade entre as duas séries é semelhante e a correlação entre as duas é 0,9202.

As séries obtidas no experimento e nos dados de satélite com a isoterma de 18°C parecem estar mais coerentes entre si (figura 5.13, inferior), mesmo apresentando correlação inferior as séries de 21°C (0,9000). Ambas apresentam amplitudes e variabilidade semelhantes, com desvio padrão de 2,21° na série do satélite e 2,25 na do modelo. A latitude média de cada série é 36,00°S para o satélite e 35,42°S para o modelo e as tendências para o período apresentado são 0,91°/déc. $\pm 0,95$ e 0,95°/déc. $\pm 0,99$, respectivamente. Esses valores de tendência encontrados não são significativos pelo intervalo de confiança.



Figura 5.13: Comparação entre as séries temporais da variação da latitude de separação da CB obtidas pelos resultados do modelo (curva azul) e pelos dados do satélite (curva vermelha) no período de 1993 a 2010. Superior: latitude de separação obtida utilizando a isoterma de 21°C. Inferior: utilizando a isoterma de 18°C. As linhas de tendências estão representadas em cada gráfico seguindo o padrão de cores especificados acima. Todas as séries estão filtradas com passabaixa de 6 meses.

Pelos resultados acima podemos concluir que a escolha da isoterma não afetaria muito o estudo da variabilidade temporal da separação da CB da costa. Ambas isotermas apresentaram alta correlação entre si e com os dados de satélite. Porém, há uma discrepância entre as amplitudes obtidas através do modelo e do satélite para a isoterma de 21°C, o que não ocorre com a escolha da isoterma de 18°C. A variabilidade apresentada pela série da isoterma de 21°C nos resultados do modelo, apesar de apresentar período coerente, não apresenta a amplitude esperada.

Ainda para avaliar a escolha das isotermas como parâmetro de marcação da separação da CB da costa foi obtida a série da latitude da separação através da ASM zero. Essa série é apresentada na figura 5.14, juntamente com a média mensal para o período de 1960 a 2010. A ASM nula pode ser considerada o limite inferior do GSAS, onde ocorre a separação da CB da costa.

A série obtida pela ASM zero é muito diferente das obtidas pelas isotermas, apresentando oscilações de menores períodos e amplitudes, com excessão de alguns períodos como de 1980 a 1985 e 1990 a 1995 (figura 5.14, superior). As médias mensais não apresentam o comportamento descrito na bibliografia e obtido pelas isotermas, sendo março, abril e maio os meses com posição mais ao sul, e setembro, outubro e novembro os meses com posição mais ao norte.



Figura 5.14: Superior: variabilidade da latitude de separação da CB obtida através a altura relativa do mar nula pelos resultados do experimento. Os dados brutos são apresentados em cinza e os filtrados (passa-baixa 6 meses) em vermelho. A linha de tendência está também em vermelho. Inferior: A média de cada mês da latitude obtida pela ASM nula, no período de 1960 a 2010. As barras de erros representam o desvio padrão de cada mês.

Apesar da diferença entre as séries, a figura 5.15 mostra certa semelhança entre as variações das séries após o uso de um filtro passa-baixa de 4 anos. As anomalias apresentadas nesta figura possuem o mesmo comportamento nas 3 séries: anomalias negativas nos primeiros 5 anos, predomínio de anomalias positivas no meio do período e novamente anomalias negativas no final da série. A correlação entre as séries variam de 0,80 (18°C com ASM nulo) a 0,88 (21°C com ASM nulo).

Uma possível explicação para a diferença entre as séries obtidas através de TSM e ASM é que este dois campos são afetados por mecanismos diferentes. A ASM é influenciada por mecanismos principalmente dinâmicos enquanto na TSM prevalece mecanismos termodinâmicos - dessa forma, fatores que interferem em um campo não afetarão necessariamente o outro.



Figura 5.15: Séries temporais da latitude de separação da CB com os três métodos utilizados, após o uso de um filtro passa baixa de 4 anos. A) ASM nula; B) isoterma de 21°; e C) isoterma de 18°.

5.3.2 Variabilidade da latitude de separação da CB

A série temporal da latitude da separação da CB mostrada nos resultados apresenta uma forte sinal anual, com a confluência ocorrendo mais a sul no verão austral e mais ao norte no inverno. Essa oscilação fica evidente quando se faz as médias mensais da latitude, mostradas no gráfico inferior da figura 5.12.

O sinal anual, obtido por ajuste de mínimos quadrados, pode ser visto no gráfico superior da figura 5.16, assim como a série com e sem este sinal anual pode ser vista no gráfico inferior da mesma. O sinal anual varia de 38,25°S a 32,50°S com desvio padrão de 2,04°. O erro associado ao ajuste é 1,05. Na série sem o sinal anual, as latitudes máxima e mínima encontradas são 32,31°S e 37,95°S, sendo a máxima amplitude 5,64°.



Figura 5.16: Superior: sinal anual da variação da latitude de separação da CB da costa obtido por ajuste de mínimos quadrados. Inferior: Série da variação da latitude de separação da CB sem o sinal anual (vermelho) e com o sinal anual (cinza).

A latitude mais ao norte ocorre em 1984 e a mais ao sul em 1992. O período entre o final de 1984 e início de 1993 possue grande amplitude de oscilações, se comparada ao restante da série. Há uma sequencia de picos positivos em 1984, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991 e 1993 e picos negativos em 1986, 1990 e 1992. Se considerarmos eventos extremos aqueles em que a latitude é maior que a média da série mais 2 vezes o desvio padrão, este trecho de apenas 8 anos possui cerca de 40% destes eventos. Uma hipótese para esse período de grande variabilidade é a ocorrência do fenômeno El Niño no ano anterior, em 1983. Porém, não foi encontrada correlação entre o índice ENOS e a série da latitude da confluência. Esta pode ser uma ocorrência isolada, e pode ou não ter relação com o El Niño. As análises feitas neste trabalho não são suficientes pra comprovar tal relação.

Pouco se sabe sobre a influência do fenômeno ENOS sobre o Atlântico Sudoeste. Muitos estudos foram feitos a fim de entender a estreita relação entre a ocorrência deste fenômeno e a distribuição de TSM local (*Lentini et al.*, 2001). Em um estudo recente *Soppa et al.* (2011) mostra que há uma correlação entre a variabilidade dos campos de anomalia de TSM e o fenômeno ENOS porém, esta correlação comporta-se de maneira instável.

Para o estudo da variabilidade de longo período, sem possíveis influências de El Niño e variabilidades intranuais, foi usado um filtro passa-baixa de 4 anos, e a série resultante é apresentada na figura 5.17. As anomalias são calculadas em relação a todo período (1960-2010).

A tendência encontrada para a série da latitude da confluência é positiva para o período de 1960 a 2010. Segundo esta tendência a confluência esta migrando para norte a $0,018^{\circ}/d\acute{e}$. $\pm 2,30$ nos últimos 50 anos. Porém esta tendência não se mostrou significativa, com apenas 40% de intervalo de confiança.

Analisando o comportamento da série é possível compartimentá-la em 3 momentos: a confluência se encontra em um primeiro momento ao sul da sua posição média; a partir de 1974 a confluência se desloca para norte da sua posição média; e por fim, a partir de 1995 a posição da confluência volta a se deslocar para sul da sua média. Dessa forma, a série apresenta 2 tendências principais: $0,37 \pm 0,02^{\circ}/déc$. para norte no início da série, até 1979; e $0,100 \pm 0,008^{\circ}/déc$. para sul de 1980 a 2010. Esta migração para sul ocorre de forma mais acentuada após o início da década de 90 (-0,120 \pm 0,001°/déc.).



Figura 5.17: Série da variação da latitude de separação da CB da costa após o uso do filtro passa baixa de 4 anos.

5.3.3 Análise das forçantes da variação da latitude de separação da CB

Transporte da CB e da CM

As séries apresentadas na figura 5.18 mostram as anomalias nos transportes das correntes do Brasil (35°S) e das Malvinas (40°S) durante o período de 1960-2010. As séries foram filtradas com um filtro passa-baixa de 4 anos e as anomalias foram calculadas em relação a média de todo período.

O transporte da CB apresenta um aumento de $0,10 \pm 0,11$ Sv/déc. entre 1960 e 2010, porém essa tendência não é significativa devido a seu intervalo de confiança. A CM apresenta um decréssimo de $0,29 \pm 0,13$ Sv/déc. no mesmo período.



Figura 5.18: Séries da variação da anomalia do transporte da CB em 35° S (superior) e da CM em 40° S (inferior) para o período de 1960 a 2010, após a utilização de um filtro passa baixa de 4 anos.

Dividindo as séries em duas partes, as tendências encontradas são muito semelhantes as tendências encontradas para a latitude de separação da CB. Há uma tendência positiva entre 1960 e fim da década de 70 e uma tendência negativa a partir dos anos 80. É importante lembrar que devido a orientação desta correntes o fluxo da CB (CM) é negativo (positivo) e assim, tendências positivas representam decréssimo (acréssimo) em seu fluxo e tendências negativas equivalem a acréssimo (decréssimo). Isto é, o comportamento da CB no geral é oposto à CM, uma vez que quando uma se intensifica a outra enfraquece.

Sendo assim, entre 1960 e 1975 a CB sofre um enfraquecimento de 6,16 \pm 0,48Sv/déc. e entre 1976 e 2010 se fortalece 2,60 \pm 0,13Sv/déc., sendo o maior aumento após os anos 80. Já a CM apresenta um fortalecimento até 1988 de 4,15 \pm 0,26Sv/déc. e um enfraquecimento de 2,76 \pm 0,31Sv/déc. de 1989 a 2010. As correlações entre a série da latitude de separação da CB e as séries de transportes da CB e da CM é 0,54 e 0,68 respectivamente.

Rotacional do vento

A figura 5.19 apresenta a variação das latitudes do rotacional máximo no centro do GSAS e do rotacional nulo do vento no limite sul do GSAS no período de 1960-2010. Estes valores foram obtidos através de uma média zonal da latitude de ambos rotacionais, para todo Atlântico Sul e foram filtrados com o filtro passa baixa de 4 anos.



Figura 5.19: Séries da variação da latitude do rotacional máximo do vento (superior) e do rotacional nulo (inferior) para a bacia do Atlântico Sul no período do experimento (1960-2010), após a utilização de um filtro passa baixa de 4 anos.

Tanto a latitude média de rotacional nulo quanto de máximo rotacional apre-

sentam tendências para sul em todo período analisado. O rotacional nulo se encontra em média na latitude de 49,57°S e apresenta tendência para sul de 0,19 \pm 0,02°/déc. no período de 1960 a 2010. A latitude média do máximo rotacional é 49,86°S e a série apresenta tendência para sul de 0,21 \pm 0,02°/déc..

Analisando o comportamento das séries é possível observar que tanto a latitude do rotacional nulo quanto a do máximo rotacional apresentam uma queda a partir da década de 70. O máximo rotacional do vento apresenta um deslocamento para sul no início dos anos 70, passa por uma série de oscilações postivas/negativas entre 1980 e 1996 e se desloca novamente para sul. Apesar da série apresentar um deslocamento para sul para todo período a partir de 1972 este deslocamento é mais acentuado. Um comportamento semelhante ocorre na série da latitude do rotacional nulo do vento, porém o deslocamento para sul se torna mais evidente no final dos anos 80.

Modo Anular Sul

O Modo Anular Sul (MAS; traduzido do inglês *Southern Annular Mode*) é o principal modo de variabilidade na circulação atmosférica entre os trópicos e as altas latitudes do Hemisfério Sul. Consiste essencialmente em uma estrutura zonalmente simétrica ou anular, com anomalias sincronizadas de sinais opostos na Antártica e nas altas latitudes. A figura 5.20 mostra os índices do MAS entre 1960-2010.

A tendência positiva de $0,18 \pm 0,01^{\circ}$ /déc. encontrada já é esperada, uma vez que muitos trabalhos recentes relatam uma atual fase positiva no MAS. Um aumento do MAS implica em um fortalecimento do vortice circumpolar, consequente intensificação da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e intensificação e deslocamento para sul dos ventos de oeste que circundam a Antártica.



Figura 5.20: Série da variação índice MAS para o período de 1960 a 2010, após a utilização de um filtro passa baixa de 4 anos.

Capítulo 6

Discussão

6.1 Experimento

Os campos horizontais de velocidade, ASM e TSM mostram que o experimento respresenta corretamente as características termo-dinâmicas do Atlântico Sul de forma geral. Nos campos de velocidade da figura 5.1 todas as principais correntes do giro foram bem representadas. A Corrente de Beguela (CBe) flui paralela a costa africana, cruza o Atlântico Sul através do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs) e chega à costa brasileira em aproximadamente 12°S. Neste ponto, há uma bifurcação e parte do fluxo segue para norte compondo a Corrente Norte do Brasil (CNB) e outra segue para o sul compondo a Corrente do Brasil (CB). A CB flui margeando a costa brasileira, com meandramentos e formações de anéis, até 32° - 34°S onde se separa da costa. Em 37° - 38°S, a CB encontra-se com a Corrente das Malvinas (CM), de sentido oposto e retroflete em uma feição anticiclônica e flui para leste, fechando o giro com a Corrente do Atlântico Sul (CAS). Esta circulação é a mesma descrita por *Stramma e England* (1999) e *Campos et al.* (2001), esquematizada na figura 1.2.

Segundo a circulação descrita por *Stramma e England* (1999) a CSEs chega à costa brasileira em cerca de 15°S e se bifurca formando a CB, que flui ao largo da costa até a região de Confluência entre 34° e 36°S. Nos resultados do experimento, visíveis na figura 5.1, a bifurcação da CSEs ocorre aparentemente mais ao norte, em torno de 12°,

assim como a confluência que está entre 32° e 34°S.

A TSM obtida nos resultados do modelo para para o Atlântico Sudoste são semelhantes à retirada dos dados de satélite (figura 5.3). A alta correlação entre os campos (0,979) mostram que o experimento está representando adequedamente a distribuição superficial de temperatura, mesmo na região da CBM, que apresenta altos gradientes e grande instabilidade.

Analisando as seções verticais retiradas do modelo, é possível verificar forte estratificação da CB na região da Confluência, caracterizada pelo alto gradiente vertical de temperatura nos primeiros 500 m de 0,03°/m, cerca de 3 vezes maior do que de 500 a 1500. A feição anticiclônica associada à retroflexão da CB pode ser vista em 32°S, descrita nos resultados como uma corrente de retorno centrado em 48°W. Essa célula de recirculação composta pela CB e por sua corrente de retorno é descrita por vários autores (e.g. *Gordon*, 1981).

O fluxo para sul da CB esta presente ao longo dos primeiros 1500 m de coluna de água, apesar do núcleo da CB se encontrar nos primeiros 200 m. Isto porque, abaixo da CB existe a Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCOI) transportando AIA para sul. A AIA é caracterizada na literatura como uma água fria, com índices entre 3 - 6°C e 34,2 - 34,6 psu (*Silveira et al.*, 2000), contendo os menores índices salinos da seção. Muito se discute sobre se considerar a AIA parte do fluxo da CB, já que, nesta latitude esta massa de água segue a mesma orientação que esta corrente. Porém, a grande maioria dos autores consideram a CB apenas composta de AT e ACAS (*Silveira et al.*, 2000).

O fluxo para norte sob a plataforma continental (com cerca de 0,1 m/s), caracterizado por baixas salinidades observado nas seções, é composto por uma mistura entre as águas dos descartes do Rio da Prata e das lagoas dos Patos e Mirins e águas advectadas da CM e da CB *Piola et al.* (2000). Além disso através da distribuição horizontal de TSM é possível observar uma feição em forma de língua fria sobre a plataforma continental até cerca de 32°S (figura 5.2), que é definida como a Frente Sub Tropical de Plataforma (FSTP, figura 6.1). Essas águas são mais frias por serem formadas com contribuição da CM na plataforma da Patagônia (*Piola et al.*, 2000; *Matano et al.*, 2010).



Figura 6.1: Modelo esquemático da circulação na região da Confluência Brasil-Malvinas sobreposto a distribuição de TSM média (1960-2010) elaborado a partir dos resultado do experimento.

É interessante lembrar que os fluxos fluviais e lacustres não são considerados nas forçantes do modelo. Porém, usando as médias climatológicas do NCEP para forçar o experimento datado, adiciona-se os campos de salinidade e temperaturas já alterados pelo deságue do Rio da Prata e lagoas dos Patos e Mirins de forma indireta. Por isso, mesmo não sendo um parâmetro do experimento, a interferência dos rios e lagos acabam presentes nos resultados.

Como observado nos resultados, entre 34°S a 38°S (figuras 5.6, 5.7, 5.8) o fluxo da para sul da CB já se afastou da quebra da plataforma. O ramo da CB que continua fluindo para sul após sua separaçao da costa é observado até a seção de 38°S. A partir de 36°S esta ramificação sul da CB coexiste com o fluxo do retorno das CM que também flui para sul. Estas duas correntes seguem lado a lado, sendo diferenciadas apenas pela assinatura termohalina de cada uma. No caso, o ramo sul da CB continua transportando AT e

ACAS enquanto o retorno da CM transporta água subantarticas provenientes da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), com baixa salinidade e temperaturas médias entre 15 e 10°C. Entre 34° - 38°S o ramo sul da CB perde sua intensidade até praticamente se extinguir. Parte da água subtropical entra na circulção de retorno da CM antes de ser advectada para leste, porém neste ponto essas águas já perderam suas características termohalinas devido a mistura com as águas subantárticas mais frias e menos salinas. Estas águas modificadas podem ser observadas ao longo das seções 40° - 42°S (figuras 5.9 e 5.10).

As seções verticais de temperatura e salinidade em 34°S e 38°S (figuras 5.6 e 5.8, superiores e centrais) mostram as águas quentes e salinas subtropicais do lado leste do domínio das seções nos primeiros 500 m. Na região da plataforma e talude as temperaturas são bem mais baixas assim como a salinidade. Há um desvio das isohalinas e isotermas na forma de domo no talude, caracterizando um afloramento de águas mais frias, entre 10 e 15°C.

Nos resultados a CM se mostra uma corrente intensa (0,3 - 0,4 m/s) que se estende por toda coluna de água, seguindo a isóbata de 1000 m de profundidade. É possível observá-la mais claramente a partir da seção em 36°S como um fluxo para norte bem na quebra da plataforma. Esta corrente transporta principalmente AIA, apresentando valores muito baixos de salinidade. A oeste há um fluxo para sul com intensidades de 0,2 a 0,4 m/s, associado ao retorno da CM. A diferença na posição destes fluxos nas seções 40° e 42°S esta relacionada com a posição da quebra de plataforma, já que a CM segue esta isóbata. Outros fluxos para norte são observados nas seções 40° e 42°S (figuras 5.9 e 5.10). Um desvio das isotermas e das isohalinas em forma de domo, entre 56° - 55°W, pode estar associado a feição ciclônica da CM e sua corrente de retorno. A camada de mínima salinidade característica da AIA é bem mais superficial nesta seção e aflora na região do domo observado.

A tabela 6.1 mostra os valores de tranporte da CB e da CM em diferentes trabalhos. Inseridos na tabela estão os transportes calculados neste trabalho. Tabela 6.1: Comparação entre os transportes calculados neste trabalho e os obtidos em trabalhos anteriores.

| Latitude | Transporte (Sv) | nível de referência | Referência |
|----------|-----------------|---------------------|---------------------------------|
| 30°S | 21 | 1000 | Rodrigues et al. (2010) |
| 30°S | 15 | 1000 | este trabalho |
| 32°S | 16 | 1000 | este trabalho |
| 34°S | 18 | 1000 | este trabalho |
| 35°S | 46 | 1000 | Rodrigues et al. (2010) |
| 35°S | 13 | 1000 | este trabalho |
| 35,2°S | 23 | 1000 | Garzoli (1993) |
| 38°S | 68 | 3000 | Peterson (1992) |
| 38°S | 20 | 1000 | Garzoli (1993) |
| 38°S | 19 | 1000 | este trabalho |
| 35-38°S | 30 | 1500 | Maamaatuaiahutapu et al. (1998) |

Corrente do Brasil

Corrente das Malvinas

| 38°S | <5 | 1000 | Garzoli (1993) |
|---------|-----|------|---------------------------------|
| 38°S | 30 | 1000 | este trabalho |
| 40°S | 81 | 3500 | este trabalho |
| 42°S | 75 | 3000 | Peterson (1992) |
| 42°S | 106 | 3500 | este trabalho |
| 38-43°S | 44 | 3000 | Maamaatuaiahutapu et al. (1998) |

Na latitude de 30°S, a CB apresentou um transporte médio para sul de 15,3 \pm 5,6Sv, enquanto *Rodrigues et al.* (2010) encontrou para a mesma latitude cerca de 21 Sv. A CB ganha transporte de 30°S a 34° no modelo, chegando a 18,6 \pm 8,4Sv, porém entre 35°S e 38° o transporte varia muito, possivelmente revelando a grande instabilidade da confluência. Em 35°S o transporte médio é de 13,5 \pm 8,7Sv, muito inferior aos 46Sv encontrados por *Rodrigues et al.* (2010) e até mesmo dos 23Sv obtidos por método

dinâmico por Garzoli (1993).

Em 38°S o transporte obtido foi 19,4 \pm 10,02Sv, próximo aos valores obtidos por *Garzoli* (1993) e *Peterson* (1992) de 26 e 20Sv. Porém, vale resaltar que estes autores obtem o transporte através do método dinâmico e, portanto, só consideram a componente baroclínica da corrente. Isto é, os valores apresentados por este autores não são considerados transporte total, mesmo sendo a CB uma corrente basicamente baroclínica.

O alto desvio padrão encontrado entre 30° e 38°S revelam a grande instabilidade da CB. Este valores aumentam na zona de confluência, chegando a 13,8Sv em 35°S. Estes grandes valores também foram encontrados por *Garzoli* (1993) e *Moura et al.* (2011) que encontraram respectivamente 23 e 19Sv para a porção sul da CB. A grande variabilidade na intensidade dos fluxos é característica da região de confluência, porém o valor médio negativo (para sul) mostra que, apesar desta grande variabilidade, entre 35°S e 38°S este fluxo é predominantemente para sul.

Os limites laterais usados por *Rodrigues et al.* (2010) para a CB em 30°S e 35°S não ambrangeram no modelo os limites da CB. Segundo os limites escolhidos por esses autores, a CB simulada na presente tese se localiza cerca de 2° mais a oeste.

A corrente das Malvinas apresentou um transporte médio de $81,6 \pm 15,24$ Sv para o período, na latitude de 40°S e 106,6 $\pm 6,8$ Sv em 42°S, ambos calculados para 3500 m de coluna de água. Estes valores são muito superiores aos relatados na bibliografia. Segundo *Peterson* (1992) a CM em 42°S apresenta um transporte de 75Sv, usando um nível de referência de 3000 m. Já *Maamaatuaiahutapu et al.* (1998) encontrou para a CM cerca de 44,0Sv até 4000 m, com o mesmo nível de referência.

Os valores de transporte da CM encontrados nesse trabalho são muito superiores aos valores obtidos por *Peterson* (1992) e *Maamaatuaiahutapu et al.* (1998). Novamente deve-se lembrar que o método gesotrófico, utilizado por estes autores não calcula a ve-
locidade total, como a do modelo. Logo, é normal que o transporte obtido pelo modelo seja uma pouco maior que a encontrada nas referência. Outra possibilidade para explicar o grande transporte obtido pelo modelo é uma possível superestimativa do transporte inserido na CCA, na passagem de Drake. Desta forma, uma CCA superestimada resultaria em uma CM também superestimada.

No geral, mesmo com uma CM mais intensa que a da literatura a latitude de separação da CB não sofrerá muitas alterações em sua variabilidade de longo período. Isso porque neste trabalho são usadas anomalias, isso é, variações a uma média temporal. No caso, uma CM com o transporte maior do que o usual causará um deslocamento da posição média da latitude de separação da CB para norte, mas não alterará de forma efetiva a variabilidade da série.

6.2 Variação da Latitude de Separação da CB

Os resultados apresentados mostram que os 3 métodos comparados para a marcação da separação da CB da costa estão coerentes entre si e em relação com os dados de satélite. Para facilitar a análise do comportamento da confluência, será usada apenas a série obtida através da isoterma de 18°C, principalmente devido a sua alta correlação com a série obtida pelos dados de satélite. Além disso, a latitude média obtida através dessa isoterma corrobora trabalhos recentes sobre a posição da confluência e separação da CB da costa (*Goni et al.*, 2011; *Lumpkin e Garzoli*, 2011).

A figura 6.2 mostra a isoterma de 18°C marcando o limite sul do GSAS. Sua variabilidade ao longo do tempo será utilizada como marcador da separação da CB da costa e como consequencia do limite sul do GSAS.

A média encontrada para o período de 1960 a 2010 para a latitude de separação foi de $35,37^{\circ}S \pm 2,29^{\circ}$, sendo a amplitude máxima encontrada de $5,64^{\circ}$. Este valor está

próximo ao encontrado por *Olson et al.* (1988), que analisando 3 anos e meio de série chegou a 4,8° de amplitude. *Goni e Wainer* (2001) e *Goni et al.* (2011), utilizando séries mais extensas, obtiveram cerca de 6° de amplitude de variação.



Figura 6.2: Distribuição média de ASM para o período de 1960-2010 no Atlântico Sul. Os vetores representam a velocidade média para o mesmo período e a linha preta marca a isoterma de 180.

Na análise de espectro, a série mostrou um grande pico anual e semianual, como previsto por *Matano et al.* (1993). Esta variação anual também pode ser vista no gráfico das médias mensais 5.12. Outro pico significativo foi o de 2 anos, que pode estar correlacionado com a influência do ENSO no Atlântico Sudoeste. Porém, não foi encontrada correlação entre o índice ENOS e a série da latitude da confluência.

Pouco se sabe sobre a influência do fenômeno ENOS sobre o Atlântico Sudoeste. Muitos estudos foram feitos a fim de entender a estreita relação entre a ocorrência deste fenômeno e a distribuição de TSM local (*Lentini et al.*, 2001). *Soppa et al.* (2011) mostra que há uma correlação entre a variabilidade dos campos de anomalia de TSM e o fenômeno ENOS, porém, esta correlação comporta-se de maneira instável. As análises feitas neste trabalho não são suficientes pra comprovar tal relação.

A variação de longo período da latitude da separação da CB da costa apresenta duas fases distintas: uma migração para norte de $0.38 \pm 0.27^{\circ}$ /déc. entre 1960 e o inicio da década de 80 e posterior migração para sul de $0.11 \pm 0.16^{\circ}$ /déc. até 2010. Esta migração para sul também é encontrada em alguns trabalhos recentes que utilizam dados de satélite a partir da década de 90 para estudar a variabilidade da CBM.

Lumpkin e Garzoli (2011), usando campos de velocidade e elevação de superfície do mar derivados de dados satélite, encontram um descolamento de toda região da CBM para sul entre 1993-2007 de $0,86 \pm 0,19^{\circ}$ /déc. (velocidade) e $0,64 \pm 0,20^{\circ}$ /déc. (elevação). *Goni et al.* (2011) encontra o valor de $0,39 \pm 0,33^{\circ}$ /déc. para a taxa de migração da latitude de separação da CB através de dados de TSM derivados de satélite entre 1993 e 2008. Estes valores são muito superiores aos valores encontrados neste trabalho para o período de 1990 a 2010 (-0,12 $\pm 0,16^{\circ}$ /déc.).

Dessa forma, embora subestimado quando comparado com os resultados de *Lumpkin e Garzoli* (2011) e *Goni et al.* (2011), o limite sul do GSAS apresenta uma migração para sul nas últimas décadas, mais precisamente após os anos 80 no experimento numérico usado nesse trabalho.

6.2.1 Análise das forçantes da variação da latitude de separação da CB

Como dito anteriormente, muito se discute sobre o que controla as variações na posição da confluência. Principalmente em variações de longo período, que é o que se quer analisar neste trabalho. Muitos autores afirmam que a separação da CB e a posição da confluência está intrinsicamente ligada à tensão de cizalhamento do vento de grande escala e ao rotacional do vento (e.g. *Goni et al.*, 2011; *Lumpkin e Garzoli*, 2011). *Matano et al.* (1993) afirma que o transporte da CB e CM também controlam a posição da con-

fluência.

As séries dos transportes das CB e CM possuem um comportamento parecido ao da separação da CB. O transporte da CB apresenta um enfraquecimento entre 1960 e a década de 80, e um fortalecimento no período seguinte. A CM apresenta um comportamento oposto, ficando mais fraca após a década de 80. Estas tendências encontradas corroboram com a idéia de expansão e fortalecimento do GSAS nas últimas décadas (*Goni et al.*, 2011).

Outro ponto interessante nas séries dos transportes das correntes é que enquanto a CM apresenta um enfraquecimento em meados dos anos 80, o fortalecimento análogo da CB se inicia uma década antes. Isso possivelmente explica porque entre 1970 e 1990 a latitude de separação da CB não atinge grandes amplitudes para o norte. Justamente nesse período a CB começa a ganhar transporte enquanto a CM ainda se encontra com transporte acima de sua média.

Outro parâmetro análisado foi o rotacional do vento, através das séries das latitudes dos rotacionas máximo e nulo do vento. Ambas as séries apresentaram uma tendência para sul, mais intensa a partir dos anos 70 para o rotacional máximo e dos anos 80 para o rotacional nulo. Pelo modelo de Sverdrup, as tendências para sul observadas na latitude dos dois rotacionais mostram que a posição média do GSAS está se deslocando para sul uma vez que o rotacional máximo marca o centro do giro, enquanto o rotacional nulo marca o limite sul do mesmo.

Através de correlação cruzada foi encontrado uma atraso de sinal na série da latitude de separação da CB da costa em relação as séries dos rotacionais, sendo este *lag* de 9 anos para o rotacional máximo e de aproximadamente 4 anos para o rotacional nulo. A correlação entre a latitude de separação da CB, retirado o atraso de sinal, fica -0,43 em relação ao rotacional máximo e -0,48 em relação ao rotacional nulo.

61

Isto pode significar que o regime de ventos na escala da bacia atue como forçante remota na posição, por isso este *lag* no tempo entre as séries. A relação entre o rotacional do vento e a latitude da confluência foi sugerida por *Olson et al.* (1988), mas *Lumpkin e Garzoli* (2011), em um trabalho muito mais recente, utilizam a latitude de rotacional máximo do vento como *proxy* para a posição da CBM. Pelos resultados do presente trabalho esta relação direta não existe.

Também foi obtida a série do índice do Modo Anular Sul (MAS) para comparação com a variação da latitude da separação da CB, já que este é considerado um dos principais modos de variabilidade na circulação atmosférica do hemisfério sul.

É interessante notar que a série da latitude de separação da CB apresenta comportamento oposto à série do índice MAS. O atraso de sinal entre as séries calculado por correlação-cruzada é de 4 anos, e a correlação, retirando este *lag*, é de -0,55. A tendência apresentada pelos índices MAS é $0,18 \pm 0,47^{\circ}/déc.$, a mesma obtida pela série da latitude de separação da CB para o mesmo período.

Thompson e Solomon (2002) relatam que as mudanças no MAS desde 1970 tem sido geradas pelo resfriamento da estratosfera baixa da Antártica, principalmente por perda de Ozônio. Corroborando, *Marshall* (2003) mostra que a partir de 1970 há um fortalecimento dos ventos de oeste na troposfera. Isto justifica a idéia de que o GSAS está migrando para sul, pois o rotacional do vento acompanharia este deslocamento dos ventos de oeste observados nos anos 70. Todas as séries apresentadas revelam uma alteração de tendência após a década de 70 e 80. Isto pode estar intrinsecamente ligado à fase positiva do MAS relatada por *Thompson e Solomon* (2002) e o consequente fortalecimento e migração para sul dos ventos de oeste.

Lumpkin e Garzoli (2011) sugerem que a migração do limite sul do GSAS é regida pelo vento que por sua vez é influenciado pelas mudanças de TSM na bacia oceânica. Desta forma existe um mecanismo de retro-alimetação positivo, já que com a migração para sul do limite sul do giro a influencia de águas subtropicais mais quentes forçarão anomalias positivas de TSM ao sul, que afetarão o regime de ventos, levando a linha do rotacional máximo para sul também. Por fim, todo o sistema força um deslocamento para sul por causa do aumento das anomalias de TSM na região da CBM.

Cai (2006) mostra através de seus resultados que a tendência positiva do rotacional do vento nas latitudes extra-tropicais gera uma intensificação e uma migração do giro para o sul. Estas mudanças na circulação forçadas por esta tendências do vento ocasiona a advecção de águas mais quentes para sul, o que explica o aquecimento observado nas latitudes médias.

Desta forma, o deslocamento do GSAS para o sul seria gerado pelas mudanças no regime do vento, que influenciam diretamente a dinâmica das correntes. Por sua vez, as águas mais quentes tropicais passam a ser advectadas mais para sul, causando um aquecimento. Essa anomalia positiva de TSM altera os gradientes e os ventos. Neste ponto Cai (2006) apresenta um mecanismo muito semelhante a de *Lumpkin e Garzoli* (2011).

Analisando um mapa de tendência do Atlântico Sul elaborado com os resultados do experimento o aquecimento descrito por Cai (2006) nas latitudes médias e por *Lumpkin e Garzoli* (2011) na região da CBM são visíveis na figura 6.3. Nessa figura é evidente o aquecimento do centro do GSAS, possivelmente relacionado ao aumento do calor armazenado descrito por *Sato e Polito* (2008) e *Goni et al.* (2011).



Figura 6.3: Mapa de tendência de TSM em °C/déc. para o Atlântico Sul entre 1960-2010 obtido pelo experimento.

Capítulo 7

Conclusão

O objetivo principal deste trabalho foi plenamente atingido, através de uma investigação detalhada da variabilidade espaço-temporal da separação da Corrente do Brasil na região de confluência com a Corrente das Malvinas. Esse estudo foi realizado por meio da análise de resultados de um experimento numérico (Experimento LAB-MON/ATIa0.25) com o modelo HYCOM, e da comparação com dados observacionais.

De uma forma geral, o experimento ATIa0.25 representa adequadamente as características dinâmicas e termo-dinâmicas do Atlantico Sul. Os campos de velocidade apresentam padrão de circulação similar aos o esquemas clássicos publicados na literatura (e.g. *Stramma e England*, 1999; *Campos et al.*, 2001). A bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial e a Confluência Brasil-Malvinas estão cerca de 2° deslocadas para sul quando comparadas a *Stramma e England* (1999). Porém deve-se lembrar que este último é baseado em médias e compilações de inúmeros trabalho e, portanto, é natural que haja pequenas diferenças com o presente experimento.

A área Sudoeste do Atlântico Sul, na região da CBM, está adequadamente representada. A distribuição de temperatura superficial do mar (TSM) produzida pelo experimento ATIa0.25 apresentou alta correlação com os campos de TSM obtidos pelo satélite TMI na região. Seções verticais de salinidade, temperatura e velocidade meridional revelam uma CB com altos gradientes verticais de temperatura nos primeiros 500 metros, característicos da Água Tropical por ela transportada até essa profundidade. Água Central do Atlântico Sul e Água Intermediária Antártica também foram encontradas ao longo da coluna de água. É possível ver nestas seções uma célula de recirculação da CB, descrita na literatura (e.g. *Gordon*, 1989). A Corrente das Malvinas pode ser vista fluindo para norte acompanhada de sua corrente de retorno oposta. Outra feição representada no experimento é a Frente Sub Tropical de Plataforma, caracterizada por uma "língua" mais fria e menos salina em cima da plataforma continental nos mapas de TSM.

Os transportes calculados através das velocidades do experimento ATIa0.25 revelam uma CB em média 5 Sv mais fraca se comparada aos transportes obtidos por *Garzoli* (1993). Já o transporte obtido para a CM é cerca de 20 Sv maior do que o valor encontrado por *Peterson* (1992). De qualquer forma, as características gerais dessas correntes estão adequadamente representadas na área de estudo.

Os três métodos utilizados para a marcação da separação da CB da costa são coerentes entre si e em relação aos dados de satélite. O método da isoterma de 18°C, escolhido no presente trabalho, mostrou-se adequado para essa finalidade. A variabilidade encontrada para a separação da CB está em boa concordância com estudos recentes de *Goni et al.* (2011) e *Lumpkin e Garzoli* (2011) no sinal das tendências encontradas em diferentes períodos.

A separação da CB da costa apresenta um deslocamento para sul após a década de 80. Esse comportamento também pode ser encontrado nas séries temporais de algumas forçantes analisadas neste trabalho.

As séries temporais do transporte da CB e CM apresentam um declínio entre 1970 e 1980, o que representa no caso um fortalecimento da CB e enfraquecimento da CM.

66

As latitudes do rotacional nulo e máximo do vento apresentaram uma tendência para sul em todo período do experimento. Porém, esta tendência se torna mais intensa entre 1970 e 1980 - as mesmas décadas de mudanças no transporte das corrente. Além disso, foi encontrado um *lag* de 9 anos para o rotacional nulo e 4 anos para o rotacional máximo, em relação a série da latitude de separação da CB da costa. Isto pode significar que o regime de ventos na escala da bacia atua como forçante remota na posição da confluência. Isso pode explicar a defasagem *lag* no tempo entre as séries. A relação entre o rotacional do vento e a latitude da confluência foi sugerida por *Olson et al.* (1988), mas *Lumpkin e Garzoli* (2011) em um trabalho muito mais recente utilizam a latitude de rotacional máximo do vento como *proxy* para a posição da CBM. Pelos resultados do presente trabalho esta relação direta não existe.

A série dos índices do Modo Anular Sul (MAS) para o período do experimento é inversamente proporcional à série da latitude de separação da CB, com um *lag* de 4 anos. Mudanças no MAS são relatadas desde a década de 70 possívelmente devido a perda de Ozônio (*Thompson e Solomon*, 2002). Estas alterações nesse importante modo de variabilidade podem estar relacionadas ao fortalecimento e migração para sul dos ventos de oeste na troposfera (*Marshall*, 2003).

As forçantes analisadas e a própria série da latitude de separação da CB apresentam mudança ou intensificação das tendências entre as décadas de 70 e 80. Este comportamento pode estar instrinsicamente ligado ao índice do MAS. Este modo de variabilidade climática afetaria as forçantes da separação da CB em escalas de tempo diferentes, por isso os *lags* encontrados.

Conforme discutido neste trabalho, estudos recentes revelam que mudanças nos campos de TSM na bacia do Atlântico causam um mecanismo de retro-alimentação que desloca o Giro Subtropical do Atlântico Sul para sul. Isso seria principalmente resultado do aquecimento de áreas no limite sul do giro. No presente trabalho, foi obtido pelos resultados evidências de um deslocamento para sul do limite sul do GSAS, assim como um aquecimento na região central do giro.

Apesar dos resultados positivos obtidos, o experimento ATIa0.25 não foi desenhado como objetivo específico de avaliar as variabilidades da CB ou da CBM de uma forma geral. Considerando-se a importância climática do possível deslocamento para sul do GSAS, para trabalhos futuros sugere-se, portanto, que algumas características locais sejam melhor representadas, além de se considerar rodadas com maior resolução, tanto horizontal quanto vertical. Em particular, é recomendado a inclusão do efeito das águas de menor salinidade provenientes do Rio da Prata e do Estreito de Magalhães. Também, recomenda-se a realização experimentos de ajuste para melhor representar as regiões de Confluência Brasil-Malvinas e da bifurcação da CSEs, e os transportes de volume pelas correntes de contorno oeste.

Referências Bibliográficas

- Biastoch, A., C. W. Böning, F. U. Schwarzkopf, e J. R. E. Lutjeharms, 2009: Increase in Agulhas Leakage Due to Poleward Shift of Shouthern Hemisphere Westerlies. *Nature*, *doi:10.1038/nature08519(462)*, 495–499.
- Bindoff, N., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa,
 C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C. K. Shum, L. D. Talley, e A. Unnikrishnan, 2007:
 Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M.
 Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)].. Cambridge University Press,
 Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Bleck, R., 2002: An Oceanic Genetal Circulation Model Framed in Hybrid Isopycnic-Cartesian Coordinates. *Ocean Modelling*, *4*, 55–88.
- Campos, E., A. Busalacchi, S. Garzoli, J. Lutjeharms, R. Matano, P. Nobre, D. Olson, A. Piola, C. Tanajura, e I. Wainer, 2001: *Important Aspects of the South Atlantic to the Understanding of the Global Climate*. GODAE Project Office and Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia.
- Campos, E. J. D., 1995: Estudo da Circulação Oceânica no Atlântico Subtropical Sul. *Tese de Livre Docência. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, pág.
 114p.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, D. L. Witter, e J. G. Richman, 1990: Geosat Altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. J. Geophys. Res., 95(C10), 17.877–17.903.

- de Ruijter, W. P. M., A. Biastoch, S. S. Drijfhout, J. R. E. Lutjeharms, R. P. Matano, T. Pichevin, P. J. van Leeu wen, e W. Weijer, 1999: Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. J. Geophys. Res., 104(C9), 20.885–20.910.
- Emery, W. J. e R. E. Thompson, 1998: *Data analysis methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press/Elsevier Science Ltd., Oxford, UK, 2ed. edição.
- Garzoli, S. L., 1993: Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence. *Deep-Sea Res. I*, 40(7), 1379–1403.
- Garzoli, S. L. e Z. Garraffo, 1989: Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas Currents Confluence. *Deep-Sea Res.*, *36*(*5*), 681–703.
- Garzoli, S. L. e C. Giulivi, 1994: What forces the variability of southwestern Atlantic boundary currents? *Deep-Sea Res. I*, *41*(*10*), 1527–1550.
- Garzoli, S. L. e C. Simionato, 1990: Baroclinic instabilities and forced oscillations in the Brazil/Malvinas confluence front. *Deep-Sea Res.*, *37*(6), 1053–1074.
- Goni, G. J., F. Bringas, e P. N. DiNezio, 2011: Observed low frequency variability of the Brazil Current front. *J. Geophys. Res.*, *116*(*C10037*), doi:10.1029/2011JC007.198.
- Goni, G. J. e I. Wainer, 2001: Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *J. Geophys. Res.*, *106*(*C12*), 31.117.
- Gordon, A. L., 1981: South Atlantic thermocline ventilation. *Deep-Sea Res. II*, 28A(11), 1239–1364.
- Gordon, A. L., 1986: Interocean Exchange of Thermocline Water. J. Geophys. Res., 91(C4), 5037–5046.
- Gordon, A. L., 1989: Brazil-Malvinas Confluence 1984. *Deep-Sea Res. II*, 36(3), 359–384.
- Gordon, A. L. e C. L. Greengrove, 1986: Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep-Sea Res. II*, *33*(5), 573–585.

- Gordon, A. L., R. F. Weiss, W. M. Smethie Jr., e M. J. Warner, 1992: Thermocline and Intermediate Water Communication Between the South Atlantic and Indian Oceans. J. Geophys. Res., 97(C5), 7223–7240.
- Haarsma, R. J., E. J. D. Campos, W. Hazeleger, C. Severijns, e S. Drijfhout, 2009: Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled oceanatmosphere simulations. *Climate Dyn.*, *doi:10.1007/s00382-009-0692-7*.
- Halliwell, G. R. J., R. Bleck, e E. Chassignet, 1998: Atlantic Ocean simulations performed using a new hybrid-coordinate ocean model. *EOS - AGU Fall Meeting*.
- 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. Ebisuzaki, 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), 437–47.
- Legeckis, R. e A. L. Gordon, 1982: Satellite observations of the Brazil and Falkland currents. *Deep-Sea Res. II*, 29(3A), 375–401.
- Lentini, C. A. D., G. G. Podestá, E. J. D. Campos, e D. B. Olson, 2001: Sea surface temperature anomalies on the Western South Atlantic from 1982 to 1994. *Cont. Shelf Res.*, 21, 89–112.
- Levitus, S. e. a., 1998: World Ocean Database 1998, vol.1, Introduction.. NOAA Atlas NESDIS 18, U.S. Government Printing Office, Washington, DC,.
- Lumpkin, R. e S. Garzoli, 2011: Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation. J. Geophys. Res., 116(C01014), doi:10.1029/2010JC006.285.
- Maamaatuaiahutapu, K., V. C. Garçon, C. Provost, M. Boulahdid, e A. A. Bianchi, 1994: Spring and winter water mass composition in the Brazil-Malvinas Confluence. *J. Marine Res.*, *52(3)*, 397–426.

- Maamaatuaiahutapu, K., V. C. Garçon, C. Provost, e H. Mercier, 1998: Transports of the Brazil and Malvinas Currents at their Confluence. *J. Marine Res.*, *56*, 417–438.
- Marshall, G. J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. J. of Climate, 16(24).
- 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), 837–871.
- Matano, R. P., M. G. Schlax, e D. B. Chelton, 1993: Seasonal Variability in the Southwestern Atlantic. J. Gephys. Res., 98(C10), 18.027–18.035.
- Moura, R., R. B. Souza, e E. Marone, 2011: Estudo do campo de velocidade de correntes superficiais no Oceano Atlântico Sul a partir de dados de boias de deriva. *Ambi-Água*, *6*(*3*), 263–273.
- Munk, W. H., 1950: On the wind-driven ocean circulation. J. Meteorology, 7, 79-93.
- Olson, D. B., G. P. Podestá, R. H. Evans, e O. B. Brown, 1988: Temporal Variation in the Separation of Brasil and Malvinas Currents. *Deep-Sea Research*, *35*(*12*), 1971–1990.
- Peterson, R. G., 1992: The boundary currents in the western Argentin Basin. *Deep-Sea Res.*, *39*, 623–644.
- Peterson, R. G. e L. Stramma, 1991: Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. Prog. Oceanogr., 26, 1–73.
- Pezzi, L. P., R. B. d. Souza, O. Acevedo, I. Wainer, M. M. Mata, C. A. E. Garcia, e R. d. Camargo, 2009: Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. *J. Geophys. Res.*, 114(D19103), doi: 10.1029/2008JD011.379.
- Piola, A. R., E. J. D. Campos, O. O. J. Möller, M. Charo, e C. Martinez, 2000: Subtropical Shelf Front off eastern South America. J. Geophys. Res., 105(C3), 6565–6578.

- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, e B. P. Flannery, 2007: Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press, New York, USA, 3ed. edição.
- Provost, C., V. C. Garçon, e S. Garzoli, 1989: Sea level variability in the Brazil and Malvinas Confluence region. Adv. Space Res., 9(7), 387–392.
- Richardson, P. L., J. R. E. Lutjeharms, e O. Boebel, 2003: Introduction to the 'Inter-ocean exchange around southern Africa'. *Deep-Sea Res. II*, *50*, 1–12.
- Rintoul, S. R., 1991: South Atlantic Interbasin Exchange. J. Geophys. Res., 96(C2), 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(doi: 10.1175/JPO2983.1).
- 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, 815–850.
- Saraceno, M., C. Provost, A. R. Piola, J. Bava, e A. Gagliardini, 2004: Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced vey high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.*, 109(C05027), doi: 10.1029/2003JC002.127.
- Sato, O. e P. Polito, 2008: Influence of Salinity on the Interannual Heat Storage Trends in the Atlantic Estimated from Altimeters and the Pilote Research Moored Array in the Tropical Atlantic data. J. Geophys. Res., doi:10.1029/2007JC004151(113).
- Silveira, I. C. A. d., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, e A. d. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22°-23°S. *Geophys. Res. Letters*, 31(L14308), doi:10.1029/2004GL020.036.
- 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), 171–183.

- Slutz, R. J., S. J. Lubker, J. D. Hiscox, S. D. Woodruff, R. L. Jenne, D. H. Joseph, P. M. Steurer, e J. D. Elms, 1985: *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set: Release 1*. NOAA Environmental Research Laboratories, Climate Research Program, Boulder, CO, EUA.
- Soppa, M. A., R. B. d. Souza, e L. P. Pezzi, 2011: Variabilidade das anomalias de temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico Sudoeste e dua relação com o Fenomeno El Niño-Oscilação Sul. *Rev. Bras. Meteorol.*, 26(3), 375–391.
- Soutelino, R. G., 2008: A Origem da Corrente do Brasil. *Tese de Mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, pág. 101p.
- Stommel, H., 1965: *The Gulf Stream: a physical and dynamical description*. University of California Press, Berkeley, USA.
- Stramma, L. e M. England, 1999: On the Water Masses and Mean Circulation of the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., 104(C9), 20.863–20.883.
- Thompson, D. W. J. e S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, *296*(*5569*), 895–899.
- Vivier, F., C. Provost, e M. P. Meredith, 2001: Remote and Local Forcing in the Brazil-Malvinas Region. J. Phys. Oceanogr., 31, 892–913.
- Wainer, I., P. Gent, e G. Goni, 2000: Annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model. J. Geophys. Res., 105(C11), 26.167–26.177.
- Witter, D. e A. L. Gordon, 1999: Interannual variability of South Atlantic circulation from 4 years of TOPEX/POSEIDON satellite altimeter observations. J. Geophys. Res., 104(C9), 20.927–20.948.

Zavialov, P. O., I. Wainer, e J. M. Absy, 1999: Sea surface temperature variability off southern Brazil and Uruguay as revealed from historical data since 1954. J. Geophys. Res., 104(C9), 21.021–21.032.