MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m18/2014/07.17.13.53-TDI

O PAPEL DO CONTEÚDO DE CALOR OCEÂNICO NA MANUTENÇÃO DE ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR DO ATLÂNTICO SUL

Isabel Porto da Silveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Ronald Buss de Souza, aprovada em 04 de agosto de 2014.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DGNKP2>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):
Presidente:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Membros:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m18/2014/07.17.13.53-TDI

O PAPEL DO CONTEÚDO DE CALOR OCEÂNICO NA MANUTENÇÃO DE ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR DO ATLÂNTICO SUL

Isabel Porto da Silveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Ronald Buss de Souza, aprovada em 04 de agosto de 2014.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DGNKP2>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Silveira, Isabel Porto da.

Si39p O papel do conteúdo de calor oceânico na manutenção de anomalias de temperatura da superfície do mar do Atlântico Sul / Isabel Porto da Silveira. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xx + 137 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2014/07.17.13.53-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadores : Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Ronald Buss de Souza.

1. Conteúdo de calor. 2. Atlântico Sul. 3. Temperatura do mar. 4. Variabilidade. 5. Tendência. I.Título.

CDU 551.588.16(261.6)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Doutor(a)*** em

Meteorologia

Dr. João Antonio Lorenzzetti

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi

Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Emanuel Giarolla

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Edmo José Dias Campos

Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

Convidado(a) / UFBA / Salvador - BA

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(✓) unanimidade

Aluno (a): ***Isabel Porto da Silveira***

São José dos Campos, 04 de Agosto de 2014

Chegou dia 07/08

"Cada pessoa deve trabalhar para o seu aperfeiçoamento e, ao mesmo tempo, participar da responsabilidade coletiva por toda a humanidade. "

Marie Curie, 1884-1934.

"Mantenha seus pensamentos positivos, porque seus pensamentos transformam-se nas suas palavras.
Mantenha suas palavras positivas, porque suas palavras transformam-se no seu comportamento.
Mantenha seu comportamento positivo, porque seu comportamento transforma-se nos seus hábitos.
Mantenha seus hábitos positivos, porque seus hábitos transformam-se em seus valores.
Mantenha seus valores positivos, porque seus valores transformam-se no seu destino .

Mohandas Karamchand Gandhi, 1869-1948.

A meus pais Paulo e Fátima, à minha irmã Teresa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores Luciano Ponzi Pezzi e Ronald Buss de Souza por me ajudarem nessa longa jornada. *Merci beaucoup Christine Provost pour l'opportunité de travailler avec toi et ton groupe en France, c'était une expérience incroyable. Merci LOCEAN et l'UPMC.* Aos amigos e colegas pelo suporte técnico e emocional, em especial agradeço à Paula Costa Campos e ao Ramiro Ferrari (*muchas gracias*). Ao Maurício Magalhães Mata, por abrir essa porta e tantas outras. Aos meus professores, que compartilharam comigo seus conhecimentos e despertaram em mim a curiosidade que me impulsiona. Às pessoas que vem trabalhando indiretamente para que esse projeto fosse concluído, em especial às secretárias da PGMet e às que ajudaram-me nas pequenas e nas grandes coisas. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento deste doutorado no Brasil e no exterior, através dos programas CAPES Ciência do Mar e Ciência sem Fronteiras. Esse trabalho é uma contribuição ao INCT da Criosfera. Agradeço ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), à Divisão de Sensoriamento Remoto (DSR) e ao Centro Regional Sul (CRS) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). À minha família que sempre me apoiou e acreditou nas minhas escolhas. *Muitíssimo obrigada* - sem vocês, nada disso seria possível.

RESUMO

Os primeiros metros de oceano contém/estocam muito mais calor que toda coluna atmosférica sobrejacente. Dessa forma, o estoque, a manutenção e a liberação do conteúdo de calor oceânico são processos responsáveis pelo equilíbrio do sistema climático. Este trabalho contribui para o entendimento do papel do conteúdo de calor no surgimento e na manutenção de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Sul, por meio de dados observados, de altura do nível do mar (ANM, altimetria) e de modelagem numérica. Em um primeiro momento, a variabilidade espaço-temporal da TSM, da ANM e do rotacional do cisalhamento do vento (RCV) foram estudados, onde a importância do ciclo anual e dos processos anômalos de cada variável foi estimada. O filtro de Butterworth foi utilizado para decompor as anomalias em alta (T< 37 meses) e baixa (T> 37 meses) frequências. Em seguida, análises de função ortogonal empírica (FOE) foram aplicadas para as três variáveis decompostas. Em uma segunda aproximação, o conteúdo de calor e a sua distribuição espacial foram estimados, a partir do modelo ROMS. Através da análise das saídas, foram obtidas as principais forçantes e os processos envolvidos na disponibilização de calor. O ENOS foi associado às alterações no RCV que, por conseguinte, geraram bombeamento de Ekman, alterando as propriedades da camada de mistura. Finalmente, as tendências de TSM e de ANM foram estimadas, com objetivo de conhecer os processos regionais desse oceano. Para isso, tendências linear e cúbica foram calculadas, sendo a parte não linear uma nova abordagem deste trabalho. Os resultados mostram que ciclo anual pode representar mais de 60% da variabilidade da TSM, porém menos de 20% para ANM e 5% para RCV. Logo, grande parte da variância é composta por anomalias para as variáveis ANM e RCV. As FOE de alta frequência para as anomalias de TSM e RCV apresentaram padrões espaciais de grande escala, enquanto a ANM mostrou um comportamento ruidoso, demonstrando a importância da mesoescala para essa variável. Foi observada alta correlação entre ANM e RCV em algumas regiões, indicando que o calor presente na coluna de água altera a circulação atmosférica. FOEs da baixa frequência apresentaram padrões de grande escala bem configurados, apesar de representar apenas uma pequena parcela da variabilidade. A resposta do Atlântico Sul à variabilidade relacionada ao ENOS foi bastante pontual, concentrando-se na Confluência Brasil-Malvinas e entre as latitudes de 30ºS e 45ºS. A variabilidade espaço-temporal do RCV forçou alterações na circulação termohalina nas latitudes médias via bombeamento de Ekman, que expos as anomalias de conteúdo de calor, as quais geraram parte das anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste. Por fim, as tendências de TSM e ANM mostraram um oceano divido em sub-sistemas. Não obstante, as tendências lineares não foram representativas da variabilidade regional desse oceano, pois não representam a variabilidade de baixa frequência observada. Esses resultados mostram que a variabilidade da TSM ocorre de sul para norte, começando na Passagem de Drake e chegando em baixas latitudes com oito anos de defasagem.

THE ROLE OF OCEANIC HEAT CONTENT ON THE SUBSISTENCE OF SEA SURFACE TEMPERATURES IN THE SOUTH ATLANTIC

ABSTRACT

The first few meters of the ocean surface can retain/store much more heat content than the entire air column above it. Hence, the oceanic heat storage, maintenance and release are responsible for the balance of the Earth‘s climate system. This work will contribute to understanding the role of the heat content on the generation and maintenance of the sea surface temperature (SST) anomalies in the South Atlantic Ocean in different time scales, using observational data, altimetry and numerical modeling. In a first moment, SST, sea level anomaly (SLA) and wind stress curl (WSC) space-time variability were studied, in order to estimate the impact of each variable on the annual cycle and anomalous processes. The Butterworth filter was applied to analyze high (<37 months) and low frequencies (>37 months) modulation. Empirical Orthogonal Function (EOF) analyses were then performed on both high and low frequencies of each variable. In a second approach, heat content and its spatial distribution were estimated based on the output from ROMS numerical simulations. The main forcing mechanisms causing this variability were estimated, as well as the processes acting on the heat distribution in the surface mixed layer. These results were related to ENSO, which caused alterations on the WSC and, consequently, Ekman Pumping, thus altering the surface mixed layer properties. Finally, SST and SLA trends were studied, so as to understand the spatial patterns of this ocean. For each variable, linear and cubic trends were calculated, the latter consisting of a new methodology developed for this study. Results show that the annual cycle may account for more than 60% of the SST variability, but less than 20% of the SLA and 5% of the WSC total variance. Hence, most of the variance is controlled by the anomalies.The high frequency EOFs for SST and WSC anomalies present large scale patterns, while SLA showed a noisy behavior, suggesting the importance of mesoscale processes for its variability. There is a high correlation between SLA and WSC in the some areas, indicating that the water column heat content affects the atmospheric circulation above it. Low frequency EOFs showed well defined large scale spatial patterns, although they do not represent a great part of the South Atlantic variance. The ENSO related climate variability response of the South Atlantic was very punctual, being limited to the Brazil-Malvinas Confluence region and the area between 30°S and 45°S. WSC variability induces variations on the thermohaline circulation in mid-latitudes due to Ekman pumping, exposing subsurface heat content anomalies and thus generating part of the SST anomalies observed in the Southwestern Atlantic. At last, SST and SLA trends show the South Atlantic presents well defined sub-systems. Nevertheless, linear trends do not represent the regional variability in this ocean as they do not represent the observed low frequency variability. These results show that SST variability occurs from south to north, starting at the Drake Passage and reaching low latitudes with a lag of 8 years. However, SLA variability is driven mainly by the mesoscale variability, reinforcing the idea that heat content variability is associated with high frequency wind fluctuations.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

3.1 Área de estudo 12
3.2 Cobertura dos dados hidrográficos. 14
3.3 Exemplo de tratamento de série temporal. 21
3.4 Grade do modelo ROMS 28

4.1 Diagrama TS ax18 32
4.2 Parâmetros médios para ax18. 35
4.3 Anomalia de conteúdo de calor para o perfil médio ax18. 36
4.4 Anomalia de conteúdo de calor de ax18 para dezembro de 2004. 36
4.5 Ciclo anual TSM 42
4.6 Ciclo anual ANM 43
4.7 Ciclo anual RCV 44
4.8 Variância de alta e baixa frequências 48
4.9 FOE alta frequência 51
4.10 Séries de FOE de alta frequência. 52
4.11 FOE baixa frequência TSM 55
4.12 Séries do FOE baixa frequência para TSM. 56
4.13 FOE baixa frequência ANM 57
4.14 Séries do FOE baixa frequência para ANM. 58
4.15 FOE baixa frequência RCV 59
4.16 Séries do FOE baixa frequência para RCV. 60
4.17 Média anual para TSM e salinidade. 67
4.18 Média anual de CCT, CCs e PCM. 68
4.19 Campos médios e de desvio padrão para componentes de Ekman. 71
4.20 El Niño: TSM e salinidade. 74
4.21 El Niño: CCT, CCs e PCM 75
4.22 El Niño: componentes de Ekman 77
4.23 La Niña: TSM e salinidade. 82
4.24 La Niña: CCT, CCs e PCM 83
4.25 La Niña: componentes de Ekman. 85
4.26 Tendências lineares de TSM e ANM para o período entre 1993 e 2011. . . 95
4.27 Tendências lineares para TSM e ANM para os períodos de 1993-2002 e 2003-2011. 97
4.28 Parâmetros de tempo para tendência cúbica de TSM. 100
4.29 Parâmetros da tendência cúbica de TSM. 102

4.30 Parâmetros de tempo para tendência cúbica de ANM. 104
4.31 Parâmetros da tendência cúbica de ANM. 106

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AC	–	Água Costeira
ACAS	–	Água Central do Atlântico Sul
AIAA	–	Água Intermediária Antártica
ANM	–	anomalia do nível do mar
APAN	–	Água Profunda do Atlântico Norte
APCS	–	Água Profunda Circumpolar Superior
AT	–	Água Tropical
AVHRR	–	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	–	Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
BEk	–	Bombeamento de Ekman
CA	–	Corrente das Agulhas
CB	–	Corrente do Brasil
CBe	–	Corrente de Benguela
CBM	–	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	–	Corrente Circumpolar Antártica
CCs	–	Conteúdo de calor sazonal
CCT	–	Conteúdo de calor total
CM	–	Corrente das Malvinas
CRMA	–	Célula de Recirculação Meridional do Atlântico Sul
CSA	–	Corrente Sul Atlântica
CSE	–	Corrente Sul Equatorial
CTD	–	conductivity-temperature-depth
ENSO	–	El Niño Oscilação Sul
ERA	–	European Center for Medium-Range Weather Forecasts Re-analysis
ERSST	–	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
FOE	–	Função Ortogonal Empírica
FP	–	Frente Polar
FSA	–	Frente Subantártica
FST	–	Frente Subtropical
ICOADS	–	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
NCEP	–	National Center for Environmental Prediction
NOAA	–	National Agency for Ocean and Atmosphere
OAA	–	Oscilação Antártica
OCA	–	Onda circumpolar Antártica
PAN	–	Pacífico América do Norte
PAS	–	Pacífico América do Sul
PCEk	–	Profundidade da camada de Ekman
PCM	–	Profundidade da camada de mistura
PNM	–	pressão no nível do mar
RCV	–	rotacional do cisalhamento do vento

ROMS	–	Regional Oceanic Modelling System
SODA	–	Simple Ocean Data Assimilation
TSM	–	temperatura da superfície do mar
WOA, WOD	–	World Ocean Atlas/Dataset
XBT	–	Expendable Bathythermograph

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO **1**
1.1 **Motivação, importância e objetivos** 2

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA **5**

3 DADOS e METODOLOGIA **11**
3.1 **Área de estudo** 11
3.2 **Bases de dados** 13
3.2.1 WOD09 13
3.2.2 XBT 13
3.2.3 ERSST 15
3.2.4 ERA-INTERIM 15
3.2.5 AVISO 16
3.2.6 SODA 17
3.2.7 NCEP-CFSR 17
3.3 **Métodos e análises** 18
3.3.1 Estimativa do ciclo anual e cálculo de anomalias 18
3.3.2 Análise da variância 19
3.3.3 Filtro de Butterworth 20
3.3.4 Função ortogonal empírica 22
3.3.5 Cálculo do conteúdo de calor e da profundidade da camada de mistura 23
3.3.6 Componentes de Ekman 24
3.3.7 Cálculo de tendências lineares e cúbicas 25
3.3.8 Modelo Regional do Sistema Oceânico 26
3.3.9 Spin-up 28
3.3.10 Simulação numérica 29

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO **31**
4.1 **Variabilidade espaço-temporal do Atlântico Sul** 38
4.1.1 Ciclo anual 41
4.1.2 Variabilidade de alta e baixa frequências 47
4.1.3 Análise de FOE 50
4.1.3.1 Alta frequência (t < 37 meses) 50

4.1.3.2 Baixa frequência (t > 37 meses) 54
4.1.4 Sumário 61
4.2 **Variabilidade climática do Atlântico Sul em anos de ENOS** . . . 63
4.2.1 Variabilidade média 65
4.2.2 Composição de eventos El Niño entre 1993 e 2007 72
4.2.3 Composição de eventos La Niña entre 1993 e 2007 79
4.2.4 Sumário 86
4.3 **Tendências lineares e cúbicas** 91
4.3.1 Tendência linear 94
4.3.2 Tendências cúbicas 99
4.3.2.1 Temperatura da superfície do mar 99
4.3.2.2 Nível do Mar 103
4.3.3 Sumário 107

5 CONCLUSÕES 109
5.1 **Direções futuras** 114

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 115

1 INTRODUÇÃO

A importância do oceano na caracterização do clima global não se resume apenas pelo transporte de calor de baixas latitudes para altas, mas também pela sua capacidade de armazená-lo. Os primeiros metros de oceano conseguem conter muito mais calor estocado que toda coluna atmosférica logo acima (LEVITUS et al., 2010). O balanço de calor nas camadas superficiais do oceano pode sugerir explicações atmosféricas e oceânicas para o aparecimento das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) (DONG; KELLY, 2004). Deser et al. (2003) mostraram que o conteúdo de calor superficial é um dos indicadores mais confiáveis para determinar a contribuição potencial do oceano nas flutuações de fluxo de calor interanuais. Apesar das taxas de fluxos de calor dependerem da TSM, o conhecimento sobre o calor que a atmosfera extrai do oceano depende do total de calor anômalo estocado nas camadas superficiais (DONG; KELLY, 2004). Portanto, o calor acumulado pelo oceano é um fator essencial para compreensão do papel do oceano no clima e no tempo.

Levitus et al. (2010) calcularam um aumento do conteúdo de calor entre os meados das décadas de 60 e 90, entre as camadas de 300 e 1000 metros de todos os oceanos. Antes da década de 70, as anomalias de conteúdo de calor eram negativas, com temperaturas relativamente mais baixas, para os primeiros 300 metros (LEVITUS et al., 2010). Os autores relacionaram temperaturas oceânicas observadas nas últimas décadas com o conteúdo de calor dos oceanos.

Existem hipóteses que o calor estocado contribui para a persistência das anomalias de TSM de inverno. Essas foram explicadas pelo mecanismo de redisposição (SUGIMOTO; HANAWA, 2007), onde anomalias de temperatura oceânica são isoladas da superfície durante o inverno, quando a camada de mistura está mais profunda, e reaparecem em superfície nas estações seguintes, através dos processos de entranhamento (ALEXANDER; DESER, 1995).

Parte desse calor entra para circulação termohalina devido ao processo de ventilação, pelo qual é transportado e pode ser liberado em outras regiões do planeta (SALLÉE et al., 2010). A advecção e a exposição desse calor intensificam as anomalias superficiais, pois este cede energia térmica, o que possibilita maior permanência das mesmas. Logo, esse trabalho sugere que a manutenção das anomalias de TSM seja também dependente das condições do oceano adjacente e não apenas uma resposta às condições atmosféricas.

Essa problemática vem sendo abordada por alguns autores (DESER et al., 2010; LEVI-

TUS et al., 2005; LEVITUS et al., 2009), em algumas regiões do globo, principalmente nos oceanos tropicais (RAJEEVAN; MCPHADEN, 2004; MCPHADEN, 2003; POLITO et al., 2000). Diferentes formas de estudar o conteúdo de calor dos oceanos foram desenvolvidas desde a utilização de dados hidrográficos (BARINGERË; GARZOLI, 2007; DONG et al., 2007a; DONG et al., 2009; LEVITUS et al., 2009), altimetria (WILLIS et al., 2004; DONG et al., 2007b; POLITO et al., 2000; SATO et al., 2000) e modelagem numérica (DONG; KELLY, 2004), porém poucos desses estudos referem-se as latitudes médias e ao Hemisfério Sul (LEE et al., 2011; BARINGERË; GARZOLI, 2007; SATO et al., 2000).

Willis et al. (2004) mostrou que, em grande parte a tendência global do conteúdo de calor oceânico é causada pelo aquecimento regional em latitudes médias no Hemisfério Sul. Contudo, parece pouco plausível que o aquecimento sub-superficial do oceano tenha precedido os aquecimentos médios do ar superficial e da TSM observados. Entretanto, esse fenômeno é possível devido à densidade da água do mar ser uma função dependente da temperatura e da salinidade (LEVITUS et al., 2010). Para Levitus et al. (2010), as anomalias de temperatura e de salinidade podem atingir a superfície a partir de uma região relativamente pequena da sub-superfície através de processos de subducção e/ ou de convecção, e podem se espalhar, alterando uma região muito maior, como um giro inteiro ou uma bacia.

No entanto, pouco se conhece sobre a termodinâmica oceânica de médias latitudes no Hemisfério Sul e o efeito do conteúdo de calor oceânico na regulação e manutenção das anomalias de TSM. A proposta dessa tese é responder algumas das questões pertinentes sobre o assunto, abordadas na motivação e nos objetivos.

1.1 Motivação, importância e objetivos

O estoque, a manutenção e a liberação do conteúdo de calor oceânico (LEE et al., 2011; DESER et al., 2010) são processos responsáveis pela manutenção do equilíbrio do sistema climático terrestre (LEVITUS et al., 2005; LEVITUS et al., 2009). As variações e a disponibilização do conteúdo de calor podem estar ligadas ao aparecimento e à manutenção das anomalias de TSM. Essa evidência vem sendo bastante estudada e compreendida para regiões tropicais (MCPHADEN, 2003). Todavia, para o Atlântico Sul, ainda não foi determinada a relevância do oceano via conteúdo de calor no aparecimento e manutenção dessas anomalias. Contudo, o entendimento desses processos pode vir a contribuir com o avanço da modelagem numérica, uma vez que as anomalias de TSM são utilizadas como forçantes de modelos climáticos (SCHNEIDER; MILLER, 2001; LEE et al., 2011), para compreensão de tempo (MAINELLI et al.,

2008) e entendimento de teleconexões (DESER et al., 2010).

A importância desse trabalho reside na contribuição sobre o entendimento do papel do conteúdo de calor oceânico no Atlântico Sul. E, por conseguinte, compreender como essa variável atua na alteração das condições superficiais (sub-superficiais) desse oceano via TSM (anomalia do nível do mar, ANM).

Dessa forma, **o objetivo desse trabalho é compreender a relevância do conteúdo de calor oceânico no surgimento e na manutenção das anomalias de TSM no Atlântico Sul, em diferentes escalas de tempo, por meio de dados observados, de altimetria e de modelo numérico.**

Os objetivos específicos consistem em:

a) Estudar a variabilidade espaço-temporal dos campos de TSM, de ANM e do rotacional do cisalhamento do vento (RCV). Essa abordagem visa determinar a importância do ciclo anual e das anomalias de alta e baixa frequências.

b) Estimar o conteúdo de calor e a sua distribuição espacial a partir de saídas do modelo numérico oceânico regional e identificar suas principais forçantes.

c) Explicar como e sob quais situações os processos de redisposição de calor na camada de mistura dirigem o aparecimento e a manutenção de anomalias de TSM.

d) Mapear as tendências temporais das séries de TSM e ANM para o Atlântico Sul.

Esta tese está organizada em 5 capítulos, contando com este capítulo introdutório. Em seguida, uma breve fundamentação teórica sobre a problemática do conteúdo de calor é feita no capítulo 2. O capítulo 3 apresenta a área de estudo, os conjuntos de dados utilizados e as metodologias de análise e de processamento. O capítulo 4 de resultados e discussão é subdivido em 3 seções, que expõem 1) a variabilidade superficial do Atlântico Sul (seção 4.1), 2) a variabilidade climática sob condições de El Niño Oscilação Sul (ENSO, seção 4.2) e 3) as tendências lineares e cúbicas que caracterizam essa variabilidade (seção 4.3). Cada seção do capítulo de resultados contém uma síntese introdutória e um sumário com os principais resultados. Conclusões e sugestões estão expostas no capítulo 5.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O conteúdo de calor do oceano global tem papel importante no balanço de calor da Terra, pois é componente importante no ciclo climatológico e atua desde as escalas intranuais a decenais (LEVITUS et al., 2001). O aquecimento dos oceanos nas últimas décadas está ligado ao aquecimento global (BINDOFF, 2007). Segundo Levitus et al. (2001), Levitus et al. (2009), o calor armazenado nos oceanos ao longo dos últimos 40 anos ($16x10^{22}$J) é 15 vezes maior que aquele estocado pelos continentes e 20 vezes maior que o estocado na atmosfera. No total, Levitus et al. (2005) estimou que o oceano global é responsável por aproximadamente 84% do possível aquecimento global, entre 1955 e 1998. Na estimativa do desequilíbrio energético da Terra, obtida a partir de medidas de um modelo climático com forçantes naturais e antrópicas, Hansen et al. (2011) observaram que, entre o período de 1993 a 2008, a Terra absorveu um excesso de energia de 0,80±0,20 $W.m^{-2}$. Desse total, 90% foi estocado nas diferentes camadas do oceano na forma de calor.

Globalmente, a amplitude do harmônico anual do conteúdo de calor superficial é de $10{,}2x10^{22}$J para o hemisfério sul e de $6{,}5x10^{22}$J para o hemisfério norte (ANTONOV et al., 2004). Em cada oceano, um máximo de mudança sazonal de conteúdo de calor ocorre entre as latitudes de 30° e 45°, sendo relativamente menor de 60° em direção aos polos. Nos trópicos, o ciclo anual de conteúdo de calor está três meses fora de fase em relação às latitudes médias de ambos os hemisférios (ANTONOV et al., 2004).

De forma indireta, o conteúdo de calor pode ser estimado a partir de ANM, uma vez que a variabilidade termoestérica do nível do mar é essencialmente devida às redistribuições do conteúdo de calor e de sal provocadas por flutuações do vento. Localmente, as trocas de água doce e de calor entre o oceano e a atmosfera podem também influenciar nessa variabilidade (KOHL; STAMMER, 2008; PIECUCH; PONTE, 2012). A expansão térmica dos oceanos não apenas altera a altura do nível do mar global, mas também tem impacto sobre a variabilidade regional. Uma vez que a expansão térmica não é uniforme, as mudanças locais de temperatura conduzem mudanças locais da altura do nível do mar (BINDOFF, 2007; LEVITUS et al., 2009). Essas variações regionais estão ligadas aos processos de interação do oceano com a atmosfera e à circulação oceânica (KOHL; STAMMER, 2008).

Nos trópicos, as tendências termoestéricas são moldadas pela redistribuição do calor provocada pelo efeito do vento sobre a circulação oceânica (LEE; MCPHADEN, 2008; TIMMERMANN et al., 2010). Já nos subtrópicos e em altas latitudes, as variações do vento expandem e aprofundam os giros subtropicais (LEE; MCPHADEN, 2008).

Em latitudes médias, o conteúdo de calor do oceano (WILLIS et al., 2004) é capturado e estocado na região das frentes oceânicas (THUM et al., 2002). Não obstante, os processos de subducção e obducção, os quais ocorrem nessas áreas, expõem massas de água à ventilação da termoclina (GORDON, 1981) e estocam calor através da formação das Águas Modais. Essas são determinadas pelas convecções que ocorrem no inverno, formando massas de água de densidade uniforme, de baixa vorticidade potencial e ricas em oxigênio. Elas retiram o calor das camadas mais superficiais e da termoclina sazonal e o transferem para termoclina permanente, onde esse pode ser conservado de um ano para outro (RINTOUL; ENGLAND, 2002).

No final do inverno, a camada de mistura e sua topografia de base tem papel importante nos processos de subducção e de aprisionamento das águas ventiladas da termoclina (STOMMEL, 1995), uma vez que a água que entra para termoclina é oriunda da região mais profunda da camada de mistura e suas características são mantidas após serem incorporadas pela termoclina. A subducção ocorre ao longo do ano, mas apenas as parcelas subdusidas durante o inverno contribuem com a ventilação (ALEXANDER et al., 1999).

Frequentemente o RCV, ou o componente vertical do rotational do cisalhamento do vento, é usado como uma aproximação da componente vertical da taxa de subducção (TSUJINO; SUGINOHARA, 1999). A variabilidade espacial do campo de TSM pode resultar em RCV e em ressurgência ou subducção que alteram a própria TSM em um processo de retroalimentação (CHELTON; XIE, 2010). No Atlântico Sul, o volume de água que sofre subducção corresponde a 21Sv (1Sv = $10^6 m^3.s^{-1}$, Antonov et al. (2004)). Fluxos verticais causam aproximadamente a metade da ventilação, enquanto a injeção lateral de águas modais contribui com a outra metade. Fluxos verticais ventilam a parte mais superficial da termoclina, ao passo que fluxos laterais alteram a parte mais profunda (KARSTENSEN; QUADFASEL, 2003).

A variabilidade da formação de água da termoclina, em particular das águas intermediárias e modais, é afetada e pode afetar a variabilidade climática decenal. Sinais de resfriamento e aquecimento em latitudes médias estão associados com variações na termoclina, que tem as águas advectadas para o equador. Nos trópicos, elas reaparecem devido à ressurgência com retardo decenal. Essas células de circulação termohalina rasa foram reconhecidas como forma de comunicação entre trópicos e extratrópicos (GU; PHILANDER, 1997; JOHNSON; MCPHADEN, 1999).

No Hemisfério Sul, a circulação associada provê uma rota de comunicação entre o oceano profundo e intermediário (SLOYAN; RINTOUL, 2001) e entre as latitudes

médias e os trópicos (GU; PHILANDER, 1997; JOHNSON; MCPHADEN, 1999). As águas da termoclina armazenam e liberam calor, águas de baixa salinidade (STEPHEN; MATTHEW, 2002), gases de efeito estufa (PALMER et al., 2007), e fazem a comunicação entre oceanos.

O mecanismo de redisposição de calor depende da existência de um ciclo sazonal forte da profundidade da camada de mistura, típico nas latitudes médias e altas (DESER et al., 2003). O Atlântico Sul possui uma área de afloramento em 15°S e entre 35-45°S, cobrindo a região do giro subtropical. A densidade das águas afloradas atinge $\sigma_t = 27,1$ kg.m^{-3} no sudoeste (KARSTENSEN; QUADFASEL, 2003). Uma segunda região de afloramento fica a nordeste da Passagem de Drake e está associada à região de deflexão da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), onde as densidades variam entre 27 e 27,3 kg.m^{-3} características da Água Intermediária Antártica (AIAA).

Outra região do Atlântico Sul onde ocorre modificação de massas de água é a Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Essa possui frentes na distribuição de temperatura entre a superfície e 100 metros de profundidade, com diferentes orientações nesses níveis (CONKRIGHT et al., 2002). Como observado por Provost et al. (1996), esse desacoplamento térmico entre a superfície e a sub-superfície é uma situação típica de verão, caracterizada pela formação de uma termoclina sazonal intensa e rasa (SARACENO et al., 2004).

O contrário ocorre durante os meses de outono e inverno, quando os processos convectivos aumentam, assim como a intensidade do vento, proporcionando uma maior mistura em superfície e aumentando a profundidade da camada de mistura (PIOLA et al., 2008). Nessas condições, o gradiente horizontal é mais representativo da estrutura da temperatura de sub-superfície, o qual tem um valor igual 0,03 ^{o}C.km^{-1} (PEZZI et al., 2009). Durante o inverno austral, devido aos processo acima citados, ocorre a formação e ventilação das Águas Modais na região da Frente Subtropical (FST), carregadas pela Corrente das Malvinas (CM) (SARACENO et al., 2004), onde o calor proveniente das interações com a atmosfera ou de subducção lateral é aprisionado nas águas modais formadas na região (26,1 e 26,7 kg.m^{-3}, Gordon (1981)). Contribuições laterais diminuem a densidade dessas massas de água para 25,9 e 26,3 kg.m^{-3} que caracterizam a Água Modal Subtropical (GORDON, 1981; PROVOST et al., 1999).

Não obstante, essas variações da profundidade da camada de mistura na CBM podem permitir a redisposição de anomalias de TSM através de processos de entranhamento, como observado para outras regiões do oceano global por Deser et al. (2003). No

caso da Extensão da Corrente de Kuroshio, uma outra região de frente oceânica, Qiu (2002), Schneider e Miller (2001) indicaram que os mecanismos de redisposição e de advecção influenciam no balanço superficial de calor e na geração de anomalias de TSM de inverno. O primeiro mecanismo dominou a persistência de anomalias de TSM na escala de tempo entre 1 e 2 anos, enquanto o último atuou em escalas de tempo mais longas. Processos responsáveis pelas variações sazonais e interanuais do conteúdo de calor (0 a 400 m) indicaram que a taxa interanual de conteúdo de calor é dominada pela advecção horizontal (VIVIER et al., 2002) e tem assinatura nas anomalias de TSM.

Uma vez criadas, as anomalias de temperatura do oceano na camada de mistura superficial (20-500 m) podem ser mantidas por meses, devido à grande capacidade térmica da água do mar. Alexander e Penland (1996) mostraram que longe das regiões de fortes correntes, parte da variabilidade da TSM em latitudes médias pode resultar da camada de mistura oceânica ser forçada por fluxos de calor superficiais associados às tempestades. As anomalias de TSM que se desenvolvem nela são presas pela retroalimentação negativa, a qual representa o aumento (redução) da perda de calor de água anomalamente quente (fria) (ALEXANDER; PENLAND, 1996). Contudo, muito do calor associado aos fluxos de calor anômalos do mar para a atmosfera permanece na camada limite atmosférica, como resultado dos ajustes de temperatura da superfície do ar em relação ao oceano. Esse processo reduz a retroalimentação negativa.

Processos locais dentro da camada superior do oceano, como a variação sazonal da profundidade da camada de mistura, também podem comandar a variabilidade da TSM. Namias e Born (1974) foram os primeiros a notar a tendência das anomalias de TSM de latitudes médias em recorrer de um inverno para o outro sem persistirem no verão intercalador. Eles constataram que anomalias de temperatura formadas na superfície espalham-se para maiores profundidades na camada de mistura de inverno e permanecem abaixo da camada de mistura até que ela se torne mais rasa na primavera. As anomalias térmicas são então incorporadas na termoclina sazonal e estável de verão, onde elas são alteradas pelos fluxos superficiais. Quando a camada de mistura se aprofunda novamente no outono seguinte, as anomalias são expostas na camada superficial e voltam a influenciar a TSM (ALEXANDER; PENLAND, 1996).

Um exemplo disso foi observado por Alexander et al. (1999), onde anomalias de TSM no inverno ou na primavera prévios foram fortemente conectados às anomalias de temperatura da termoclina de verão. Segundo esse mecanismo, as anomalias de

temperatura presentes na camada de mistura são isoladas do contato com a atmosfera no final do inverno ou início da primavera (ALEXANDER et al., 1999). Essas são preservadas abaixo da termoclina nas estações consecutivas, e depois são redisponibilizadas no outono ou inverno seguintes para a camada de mistura. De acordo com Timlin et al. (2002), quanto maior for a diferença de profundidade da camada de mistura entre verão e inverno, mais forte é a influência dos processos de redisposição das anomalias de TSM.

Dessa forma, a previsão ou a persistência dessas anomalias são limitadas à escala de tempo da inércia térmica da camada de mistura, determinada pela profundidade da mesma e pela taxa em que as anomalias de TSM são isoladas da atmosfera através dos fluxos de calor turbulento (DESER et al., 2003). A inércia térmica da camada de mistura é a capacidade que a camada tem em conter o calor.

Segundo Wainer e Venegas (2002), o mecanismo proposto para explicar as anomalias de TSM com sinal multidecenal no Atlântico Sul envolve mudanças na intensidade dos ventos de oeste, associadas à variabilidade da extensão sul do Giro Anticiclônico Subtropical, o qual força mudanças no transporte de massa do oceano. Isso resultaria na variabilidade da intensidade da CM e na posição da CBM. A advecção anômala de águas frias para norte, que ocorre devido à intensificação da CM, é responsável pelas anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste.

Porém, forçantes remotas vindas do Índico ou do Pacífico podem alterar o conteúdo de calor do Atlântico Sul e, portanto devem influenciar na periodicidade e na intensificação das anomalias de TSM. Lee et al. (2011) observou que a tendência de aquecimento no Atlântico Sul nas últimas décadas está ligada ao aumento do transporte de calor do Índico para o Atlântico. Os autores constataram que a contribuição da Corrente das Agulhas (CA) aumentou devido à intensificação do RCV nos giros subtropicais de ambos oceanos. Esse processo deve afetar à Célula de Recirculação Meridional do Atlântico (CRMA), ao longo de 30°S, em escalas de tempo que variam desde décadas até as comparáveis as de uma onda de Rossby (SEBILLE; LEEUWE, 2007).

A contribuição do Pacífico, via Passagem de Drake, no conteúdo de calor do Atlântico Sul e no surgimento de anomalias de TSM em latitudes médias, ainda é uma incógnita, mas pode estar relacionada às variações na Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e aos processos de ventilação de águas intermediárias e profundas que ocorrem nesta região. Algumas hipóteses foram levantadas sobre processos de teleconexão entre latitudes altas e médias por meio de variações nos campos cisalhamento

e rotacional de vento (FETTER; MATANO, 2008; VIVIER et al., 2001; HUGHES et al., 1999).

Até o presente momento, o texto atribui a variabilidade da TSM ao conteúdo de calor oceânico, uma vez que esse é um bom indicador do estado termodinâmico do oceano (DESER et al., 2003). Essa revisão deu-se dessa maneira, pois o objetivo desse trabalho é entender o papel do conteúdo de calor na variabilidade das anomalias de TSM no Atlântico Sul. Contudo, sabe-se que as anomalias de TSM podem ser dirigidas por processos atmosféricos locais ou remotos. A contribuição atmosférica na formação e na manutenção das anomalias de TSM foi abordada de muitas maneiras. Por exemplo, Klein et al. (1995) mostram que há uma retroalimentação positiva entre os padrões de anomalias de TSM de larga escala e as nuvens stratus de baixos níveis: um aumento na cobertura de nuvens stratus reduz a radiação solar que chega em superfície, diminuindo a TSM que por sua vez, aumenta a estabilidade estática da camada limite. Zhang et al. (1998) sugeriram que essa retroalimentação positiva pode gerar a persistência das anomalias de TSM de verão para inverno e de inverno para verão. Xie (2004) comprovaram a influência da atmosfera no oceano através de correlações positivas entre TSM e vento, este último aprisionando e gerando anomalias de TSM.

Forçantes remotas também são peças chave para a compreensão do processo de aparecimento de anomalias de TSM no Atlântico Sul. Esse tópico foi bastante explorado pela comunidade científica, onde diversos estudos mostraram a influência de eventos ENSO na formação de anomalias oceânicas (SILVEIRA; PEZZI, 2014), na modulação do tempo (PEZZI; CAVALCANTI, 2000) e do clima (VENEGAS et al., 1996) do Atlântico Sul.

3 DADOS e METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

O Atlântico Sul, delimitado entre as latitudes de 10°S e 65°S e as longitudes de 20°E e 70°W, é a grande área de interesse desse trabalho. Esse possui como fronteiras naturais o sistema de correntes equatoriais ao norte e a Frente Subantártica (FSA) ao sul. A oeste e a leste, figuram as fronteiras semi- fechadas compostas pelos continentes americano e africano.

O continente americano tem como seu ponto mais austral o Cabo Horn, em 55°58'S e 67°17'W, que corresponde ao limite norte da Passagem de Drake. Essa separa a América do Sul da Antártida, liga o oceano Atlântico ao Pacífico e delimita o oceano Austral. A Passagem de Drake é caracterizada por ser o local onde a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) se torna mais instável, retroflete e origina a CM.

A CBM e a região de retroflexão da CA são duas das regiões mais energéticas do oceano global (LEGECKIS; GORDON, 1982; GARNIER et al., 2002). O encontro da Corrente do Brasil (CB), quente e salgada, com a CM, fria e de menor salinidade, forma intensos gradientes em superfície e em profundidade. Esses gradientes interagem com a atmosfera adjacente e modulam a camada limite marinha (TOKINAGA et al., 2005; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013). Além disso, a presença de vórtices e meandros contribuem como mecanismos locais nas mudanças de fluxo de calor, de sal (SOUZA et al., 2006) e de ordem biológica. A localização da CBM varia ao longo do espaço e do tempo devido às variações no transporte das correntes e às mudanças sazonais no estresse do vento (GARZOLI, 1993; MATANO et al., 1993). A região também responde às alterações dos padrões de vento na Passagem de Drake através de excursões anômalas para o norte da CM (GARZOLI; GIULIVI, 1994). Distante da costa, em 45°S e 45°W a Elevação do Zapiola se posiciona revelando uma circulaç ao anticiclônica (SAUNDERS; KING, 1995) e tem papel importante na transformação de massas de água. Essa região apresenta variabilidade de alta frequência associada com atividade de mesoescala (SARACENO et al., 2009). Próximo ao Zapiola, a Corrente Sul Atlântica (CSA) é formada e começa sua excursão em direção à borda leste do Atlântico, como parte do giro subtropical do Atlântico Sul (PIOLA; MATANO, 2001) (Figura 3.1).

O Cabo das Agulhas, no extremo sul do continente africano (34°49'S,20°E), é considerado para fins hidrográficos como a divisória entre os oceanos Atlântico e Índico. Ao sul do Cabo das Agulhas, a Corrente das Agulhas (CA) flui para o sul

Figura 3.1 - Área de estudo delimitada entre as longitudes de 70°W a 20°E. Em vermelho, os principais corredores do Atlântico Sul: corredor da Corrente Sul Equatorial (*SEC Corridor*), Corredor dos Vórtices das Agulhas (*AE Corridor*), Corredor da Corrente Sul Atlântica (*SAC Corridor*) e Corredor da Corrente Circumpolar Antártica (*ACC Corridor*). Em sentido anti-horário a região de Retroflexão da Corrente das Agulhas (AR), seguida pela Corrente de Benguela (BeC), Corrente Norte do Brasil (NBUC), Corrente do Brasil (BC), Corrente das Malvinas (MC), Anticiclône do Zapiola (ZA) e Corrente Tristão-da-Cunha (TCC). A legenda corresponde a batimetria em metros.
Fonte: Vianna e Menezes (2011).

ao longo da costa leste da África, retroflete próximo ao 20°E e volta para o oceano Índico. Enquanto retroflete, ela libera grandes vórtices quentes, os quais derivam até o Atlântico Sul, levando uma quantidade expressiva de sal e de calor para este oceano (GONI et al., 1997; GARZOLI et al., 1999; SPEICH et al., 2002). Esse processo é chamado de vazamento das Agulhas. Esses anéis e filamentos são formados por águas superficiais do oceano Índico e se propagam através do corredor de vórtices das Agulhas (C. VA) (GARZOLI; GORDON, 1996). A Corrente de Benguela (CBe) é a corrente de contorno leste do Giro Anticiclônico do Atlântico Sul (PETERSON; STRAMMA, 1991). Próximo a 18°S, a CBe origina a Corrente Sul Equatorial (CSE), a qual junto com a CB, fecha o giro oceânico do Atl $^anticoSul(Figura$ 3.1).

3.2 Bases de dados

Nesta seção são apresentados os conjuntos de dados utilizados nesta tese. Todas as variáveis foram decompostas em média (composição de harmônicos do ciclo anual) e anomalia, esse processo é explicado na sub-seção 3.3.1.

3.2.1 WOD09

O Atlas do Oceano Global 2009 (WOA09) inclui análises de temperatura (LOCARNINI et al., 2010), salinidade (ANTONOV et al., 2010), entre outras variáveis geoquímicas. Estas estão dispostas em climatologias anuais, sazonais e mensais. As climatologias foram definidas como a média dos campos oceanográficos em uma profundidade média padrão baseada em análises objetivas de perfis históricos oceanográficos e dados superficiais selecionados.

As climatologias de temperatura e de salinidade são as médias obtidas em cinco décadas para os seguintes períodos de tempo: 1955-1964, 1965-1974, 1975-1984, 1985-1994, e 1995-2006. Os dados de temperatura usados no WOA09 foram analisados de maneira objetiva e consistente para uma grade de 1° de latitude por 1° de longitude, em 33 níveis padrão de profundidade entre a superfície e 5500 m. Os procedimentos usados para as climatologias foram os mesmos usados no WOA 2005, 2001 e 1998 (LOCARNINI et al., 2010). Para maiores informações sobre as fontes de dados utilizadas em WOA09, essas referem-se ao *World Ocean Database* 2009 e estão disponíveis em `http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html`. Esse conjunto de dados foi utilizado como climatologia para os cálculos de anomalias de conteúdo de calor e assim para validação dos perfis de *Expendable Bathythermograph* (XBT) no capítulo 4.

3.2.2 XBT

Os dados hidrográficos de XBT são oriundos da NOAA, como parte do programa de coleta de dados de alta densidade realizado no oceano Atlântico entre 2000 e 2012. Esse programa foi desenhado para medir a estrutura termal superficial em regiões chave do Atlântico. Dados de XBT com alta densidade foram obtidos com uma periodicidade de aproximadamente três meses e com uma distância média de 25 km entre cada perfil. Esses parâmetros possibilitam medidas de estruturas de mesoescala capazes de diagnosticar a resposta da circulação oceânica na distribuição de calor e de outras propriedades. Os dados podem ser obtidos no endereço eletrônico `http://www.aocm.noaa.gov/phod/hdenxbt/index.php`. Além da temperatura da

Figura 3.2 - Cobertura dos dados de XBT do NOAA a) Densidade de perfis e cobertura espacial dos transects. b) Cobertura temporal dos dados do NOAA.)
Fonte: Adaptados dehttp://www.aocm.noaa.gov/phod/hdenxbt/index.php.

coluna de água, os perfis de salinidade também são disponibilizados. A salinidade para cada perfil de XBT foi estimada usando $S(T, P, latitude, longitude)$ derivada de bóias ARGO e dados de CTD segundo a metodologia descrita em Thacker (2007).

Os transectos utilizados nesta tese no capítulo 4 são ax8, ax18, ax25 e ax97. As distribuições espacial, temporal e a densidade amostral desses perfis estão indicadas na Figura 3.2, a-b. O transecto ax8 atravessa o Atlântico de noroeste a sudeste, fazendo uma ligação entre a América do Norte e o sul da África. O transecto ax18 cruza o Atlântico em latitudes médias, saindo da Cidade do Cabo até a América do Sul, tem como objetivo monitorar o transporte meridional de calor acima de 800 m ao longo de 30°S. O perfil ax25 monitora as trocas inter-oceânicas. Finalmente, o perfil ax97 mostra a variabilidade da CB.

3.2.3 ERSST

As anomalias de TSM foram obtidas a partir dos dados de Temperatura da Superfície do Mar Estendida e Reconstruída (ERSST). O ERSST foi baseado no Conjunto Internacional de Dados Abrangentes do Oceano e da Atmosfera (ICOADS) e é distribuído pela NOAA no endereço eletrônico `ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/`. Esse conjunto de dados foi produzido usando interpolação ótima em dados de TSM inferidos por radiômetros de altíssima resolução (AVHRR) a bordo de um satélite na frequência do infravermelho. O ERSST também utiliza dados coletados *in situ* por navios e bóias. Esse conjunto de dados inclui ajustamentos de larga escala do viés do satélite, para isso considera as observações. Os dados estão distribuídos em uma grade superficial com resolução de 0,25^o latitude por 0,25^o longitude e resolução temporal de 1 dia. Para esse trabalho, a resolução temporal foi ajustada à do altímetro, considerando a média de sete dias, a partir do primeiro dia do altímetro. Maiores detalhes podem ser obtidos em Smith et al. (2008). O ERSST foi usado para terminação da variabilidade do ciclo anual e das anomalias de baixa e alta frequências na seção 4.1 e também para a análise de tendências na seção 4.3.

3.2.4 ERA-INTERIM

A força do cislhamento do vento gera no oceano uma velocidade inicial na direção do vento, contudo o efeito de Coriolis devido à rotação da Terra exerce uma aceleração proporcional à velocidade e aos ângulos retos na direção do movimento. Isso gira a velocidade do oceano em relação a direção de vento, resultando em um transpporte de Ekman 90° à esquerda no hemisfério Sul. O transporte de Ekman pode ser calculado através do balanço da força de cislhamento do vento com a força de Coriolis devido a velocidade do oceano integrada na camada de Ekman.

$$\tau_x = -\rho_0 f V_E \tag{3.1}$$

$$\tau_y = \rho_0 f U_E \tag{3.2}$$

onde ρ_0 é a densidade da água do mar, τ_x e τ_y são o cisalhamento do vento nas direções zonal e meridional, e

$$U_E = -\int_{Z_E}^{0} u dz \tag{3.3}$$

$$V_E = -\int_{Z_E}^{0} v dz \tag{3.4}$$

onde Z_E é a base da camada de Ekman. Usando a equação da continuidade pode-se calcular o movimento vertical através da base da camada de Ekman, w_E, resultante do transporte médio do transporte de Ekman

$$-\int_{Z_E}^{0} \frac{\partial w}{\partial z} dz = \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \tag{3.5}$$

$$w_E = \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \tag{3.6}$$

Substituindo os termos de transporte de Ekman por termos de cisalhamento de vento, surge a relação entre o Bombeamento de Ekman (BEk) e o RCV

$$w_E = \frac{\partial}{\partial x}\frac{\tau_y}{\partial \rho_0 f} - \frac{\partial}{\partial y}\frac{\tau_x}{\partial \rho_0 f} = k.\nabla \times \frac{\tau}{\rho_0 f} \tag{3.7}$$

Dessa maneira, o RCV foi calculado através das componentes meridional e zonal do vento em 10 metros do Centro Europeu (*European Center for Medium range Weather Forecasting,* ECMWF). Os dados de escaterômetro usados no ERA-Interim foram obtidos dos satélites ERS-1, ERS-2 e QuikSCAT. Os satélites fornecem informação de vetor de superfície do vento sobre o oceano com intervalo de 25 Km em órbitas polares com trechos entre 550 km e 1800 km de largura (DEE et al., 2011). Como no ERA-40, um grande número de observações de vento superficial foi assimilado no ERA-Interim, grande parte desses dados foram estimados por satélites geoestacionários entre 55°N e 55°S (DEE et al., 2011). O ERA-Interim é uma reanálise entre o período de 1989 até o presente, 4 vezes ao dia e com resolução espacial de 0,75^o. Neste estudo, a resolução temporal foi ajustada à resolução dos dados de altimetria.Essa variável foi usada para determinação da variabilidade do ciclo anual e das anomalias de baixa e alta frequências na seção 4.1. E também foi comporada com as componentes de Ekman descritas neste mesmo capítulo. No Hemisfério Sul, valores positivos de RCV causam convergência na camada de Ekman e bombeamentode Ekman para baixo. Valores negativos de RCV causam divergência na camada de Ekman e bombeamento de Ekman para cima.

3.2.5 AVISO

Os dados de altímetro usado nesta tese foram providos pelo grupo de Arquivo, Validação e Interpretação de dados de Satélite Oceanográfico (AVISO) e estão disponíveis no endereço eletrônico `www.aviso.oceanobs.com`. Esse é um conjunto de dados homogêneos baseado em dois satélites (Jason-2/ Envisat ou Jason-1 e Envisat

ou TOPEX/Poseidon ou ERS) de mesmo espaço rastreado com precisão variável de 1 a 2 cm, mais informações podem ser obtidas no AVISO (2012). Os dados são compostos por uma série temporal que começa em janeiro de 1993 e estende-se até dezembro de 2011, com periodicidade semanal. A distribuição espacial superficial é feita em grade regular de $1/3^o$ de latitude por $1/3^o$ de longitude. Uma vez que os dados de altura da superfície do mar foram distribuídos com base em uma média de sete anos (1993 a 1999), uma nova média foi calculada para o período entre 2000 e 2011 e excluída da série original. O objetivo desse procedimento foi obter uma série temporal homogênea de anomalias, a qual foi comprovada mediante a média para o período inteiro ser igual a zero.

3.2.6 SODA

O conjunto Assimilação Simples de Dados Oceânicos (SODA), disponível para usuários na página `http://dsrs.atmos.umd.edu/DATA/soda_2.2.4/`, foi gerado a partir do modelo global *Parallel Ocean Program 2* (POP-2). O SODA é um projeto desenvolvido na Universidade de Maryland e trata-se de um conjunto médias mensais com variação interanual (CARTON; GIESE, 2008).

A versão 2.2.4 é o resultado do primeiro experimento com assimilação de dados, com mais 100 anos. As observações incluem praticamente todos os dados disponíveis de perfis hidrográficos, bem como dados de estação oceânica, séries temporais de temperatura e de salinidade obtidos por bóias, temperatura da superfície e salinidade obtidos por satélites. As saídas são médias mensais, mapeadas em uma grade uniforme de resolução igual $0{,}5^o$ de latitude x $0{,}5^o$ longitude e 40 profundidades. Os melhores dados estão nos primeiros metros abaixo da superfície, pois a quantidade de observações nesta região do oceano é maior. O conjunto análises estende-se de janeiro de 1981 a dezembro de 2008. Neste trabalho foram utilizados as análises de temperatura, salinidade, componentes de velocidade de corrente e altura nível do mar como condição de contorno para os experimentos numéricos descritos na seção 3.3.8.

3.2.7 NCEP-CFSR

O Centro Nacional de Previsão Ambiental (NCEP) desenvolveu um grande "atlas" de análises globais acoplados do sistema de previsão sazonal, o CFSR (SAHA et al., 2006). Um completo conjunto de análises foi criado de 1981 até o presente para calibração de previsão de tempo operacional em tempo real. As condições iniciais do CFSR foram tiradas do R2 (KANAMITSU et al., 2002) para a atmosfera e para o

continente, e do GODAS (forçado pelos fluxos do R2) para gerar análises oceânicas. Esses dados estão disponíveis ao público no sítio http://cfs.ncep.noaa.gov/cfs.

Nesta tese, os dados do NCEP-CFSR foram usados como forçantes atmosféricas para o *spin up* (seção 3.3.9) e para o experimento longo (seção 3.3.10). As forçantes tem quatro campos diários nos horários das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00, estendendo-se de 1 de janeiro de 1980 a 31 de dezembro de 1980, com resolução espacial de 25km x 25km.

3.3 Métodos e análises

3.3.1 Estimativa do ciclo anual e cálculo de anomalias

O ciclo anual foi obtido através do método descrito em Narapusetty et al. (2009). Os autores mostraram que médias climatológicas derivadas de métodos espectrais são mais representativas do que as derivadas de médias simples. O método consiste na aplicação de mínimos quadrados para obtenção de quatro harmônicos (senos e cossenos) que caracterizam a periodicidade anual. As anomalias foram obtidas através da subtração do ciclo anual das séries originais.

Uma estimativa da média climatológica é obtida através da média nos tempos que ocorrem na mesma fase do ciclo anual. Este método pode ser chamado de média simples, e pode ser denotado como $y_{SM}(t_i)$. Uma aproximação alternativa é assumir que a média climatológica tem uma forma funcional

$$y_{SM}(t_i) = a_0 + \Sigma_{j=1}^{H}[a_j cos(\omega_j t_i) + b_j sin(\omega_j t_i)]; i = 1, 2, ..., N \tag{3.8}$$

onde $\omega_j = 2\pi j/P$, P é o período e H é o parâmetro de truncamento. Ambos são usados para determinar os parâmetros a_j e b_j que minimizam a diferença da média quadrática entre $y_{SM}(t_i)$ e $y(t_i)$. Para obter esses parâmetros, a média climatológica é escrita da seguinte maneira:

$$y_{SM} = Xz, \tag{3.9}$$

onde X é uma matriz $N \times (2H + 1)$ de valores iniciais e z é um vetor de amplitudes com dimensão $(2H + 1)$. Ou seja,

$$X = \begin{pmatrix} 1 & cos(\omega_1 t_1) & \cdots & cos(\omega_H t_1) & sin(\omega_1 t_1) & \cdots & sin(\omega_H t_1) \\ 1 & cos(\omega_1 t_2) & \cdots & cos(\omega_H t_2) & sin(\omega_1 t_2) & \cdots & sin(\omega_H t_2) \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ 1 & cos(\omega_1 t_N) & \cdots & cos(\omega_H t_N) & sin(\omega_1 t_N) & \cdots & sin(\omega_H t_N) \end{pmatrix} \quad z = \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_H \\ b_1 \\ \vdots \\ b_H \end{pmatrix}$$

O resíduo da soma quadrática (SSR) entre $y_{SM}(t_i)$ e $y(t_i)$ é:

$$SSR = \Sigma_i (y_i - \Sigma_j X_{ij} z_j)^2 = (y - Xz)^T (y - Xz), \tag{3.10}$$

onde T denota a matriz transposta. O vetor coeficiente z que minimiza o SSR é um problema de regressão com solução:

$$z_{LS} = (X^T X)^{-1} X^T y. \tag{3.11}$$

Logo, o ciclo anual para o método espectral é definido como:

$$y_A^{SM}(t_i) = a_0^{LS} + \Sigma_{j=1}^{H} [a_j^{LS} cos(\omega_j t_i) + b_j^{LS} sin(\omega_j t_i)], \tag{3.12}$$

onde a_j^{LS} e b_j^{LS} são os mínimos quadrados estimados derivados da Equação 3.12. Após obtido o ciclo anual para cada série temporal, esse conjunto de harmônicos é descontado da série original obtendo-se as séries temporais de anomalias.

3.3.2 Análise da variância

A variância é uma medida da variabilidade de uma função de densidade probabilística, calculada como a média quadrática da diferença entre um valor amostrado e a média de toda amostragem.

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \Sigma_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2 = \frac{1}{N-1} [\Sigma_{i=1}^{N} (x_i)^2 - \frac{1}{N} (\Sigma_{i=1}^{N} x_i)^2] \tag{3.13}$$

onde $\bar{x} = \frac{1}{N}\Sigma_{i=1}^{N} x_i$. Neste trabalho a análise da variância para os campos de TSM, ANM e RCV foi utilizada para determinar as regiões que apresentam maior variabilidade, os resultados estão expostos na seção 4.1.

3.3.3 Filtro de Butterworth

O filtro de Butterworth é um filtro recursivo definido em termos de quadrados de sua função. Para um caso análogo, a função quadrática de transferência, ou ganho de energia, é dada pela seguinte expressão:

$$|H_B(j\omega)|^2 = \frac{1}{1 + (\omega/\omega_c)^{2n}} \tag{3.14}$$

onde w_c é a frequência de corte, $j = (-1)^{1/2}$, e n é o número de polos, ou ordens, do filtro. Quanto maior for a ordem, mais preciso é o ponto de corte. O subscrito B denota a função de transferência de Butterworth. Uma transformação bilinear da Equação 3.14 produz a seguinte função correspondente para sistemas discretos:

$$|H_B(j\omega)|^2 = [1 + \frac{tan(\omega T/2)}{tan(\omega_c T/2)}]^{-2\pi} \tag{3.15}$$

onde T é o intervalo de amostragem. É conveniente usar a transformada Z para sistemas discretos. A transformada Z para um conjunto de dados finitos $x_k(k = 0, 1, ..., N-1; x_k = 0, k < 0)$ é denotada por $x(z)$ e definida por

$$Z[x_k] = \Sigma_{k=0}^{N-1} x_k z^{-k} \tag{3.16}$$

onde z é variável complexa. Uma vez que $x_k = 0$ para $k < 0$,

$$Z[X_k - m] = \frac{x_0}{z^m} + \frac{x_1}{z^{m-1}} + ... + \frac{x_{N-1}}{z^{m+N-1}} = z^{-m} Z[X_k]. \tag{3.17}$$

Normalmente, o resultado y_k de qualquer filtro digital recursivo é dado por

$$y_k = b_0 x_k + b_1 x_{k-1} + ... + b_m x_{k-m} - a_1 y_{k-1} - ... - a_n y_{k-n} \tag{3.18}$$

Figura 3.3 - Exemplo de tratamento de série temporal de ANM: a) série original, b) harmônico anual, c) anomalia, d) série filtrada alta frequência, e) série filtrada baixa frequência. Os eixos das abscissas equivalem ao tempo em anos, de 1993 a 2011 e as ordenadas aos valores de SLA em mm.

Os coeficientes do filtro são a_i e b_i, n é a ordem do filtro. Tirando a transformada de Z de ambos lados da Equação 3.18 e reorganizando-a:

$$Y(z) = H(z)X(z) = \frac{(b_0 + b_1 z^{-1} + ... + b_m z^{-m})}{(1 + a_1 z^{-1} + ... + a_n z^{-n})} X(z) \tag{3.19}$$

pelo teorema da convolução, onde $Y(z) = Z[y_k], H(z) = Z[h_k]$ e h_k é uma resposta impulsiva do filtro. Os coeficientes da função de transferência de Butterwoth foram determinados por transformação bilinear.

O filtro de Butterworth é assimétrico, com 8 polos. A sua aplicabilidade em dados oceanográficos foi descrita por Roberts e Roberts (1978) e recentemente aplicada

por Alford (2003) e Vimont (2005). O filtro passa baixa foi primeiro aplicado para reter escalas de tempo maiores que 25 meses e depois reaplicado, retendo escalas mais longas que 37 meses. O exemplo do processamento nas séries temporais pode ser visto na Figura 3.3 onde a série de ANM no ponto 29°S 25°W é analisada.

A série original é mostrada na Figura 3.3-a, o ciclo anual calculado usando o método descrito em Narapusetty et al. (2009)(seção 3.3.1) é exposto na Figura 3.3-b. Depois de extrair o harmônico anual da série original, a anomalia é obtida (Figura 3.3-c). Séries de alta e baixa frequência são geradas através da aplicação do filtro de Butterworth apresentadas na Figura 3.3 d-e, respectivamente. A série de alta frequência, neste caso, é muito similar com a série original e de anomalia. A baixa frequência apresentou valores mais altos nos primeiros dez anos. O gráfico permite visualizar que o filtro é bastante eficaz em reter baixas frequências. Os resultados da aplicação do filtro podem ser conferidos na seção 4.1.

3.3.4 Função ortogonal empírica

A análise de função ortogonal empírica (FOE) é uma técnica estatística baseada em operações matriciais fundamentais. Ela é utilizada para identificar os principais modos de variabilidade de um dado campo. A análise aplica-se a um campo que varia no tempo $(t_1, t_2...t_p)$ e no espaço $(x_1, x_2...x_p)$. Para cada tempo $t_j(j = 1, ...n)$ pode-se pensar em medidas $x_i(i = 1, ...p)$ como um campo ou matriz.

As anomalias em relação à média temporal são estocadas em uma matriz F com n mapas, cada um deles com p pontos de comprimento. Esse mapa é rearranjado em um vetor $F(n \times p)$ com média zero. A matriz de covariância desse vetor é calculada $R = F^t F$ e o problema de autovalor é resolvido:

$$RC = C\Lambda \tag{3.20}$$

Onde Λ é a matriz diagonal que contém os autovalores λ_i de R. A coluna de vetores c_i de C são os autovetores de R correspondentes aos autovalores λ_i. Ambas matrizes Λ e C tem as dimensões p x p. Depois de construída e diagonalizada, a matriz de covariância resulta em um conjunto de autovalores e autovetores correspondentes.

Cada autovetor (FOE) pode ser visualizado como um padrão espacial (mapa). Para saber como cada padrão espacial evolui no tempo, o autovetor é projetado no campo original para se obter uma série temporal (ou coeficiente de expansão). Assim como

as FOE são ortogonais no espaço, as séries associadas são ortogonais no tempo. A fração da variância total do campo é explicada por uma dada FOE proporcional a sua associação com o autovalor. Juntos, um autovalor, sua FOE e seu coeficiente de expansão definem um modo de variabilidade. O modo principal explica a maior fração da variância total, o segundo modo explica a maior fração da variância restante, e assim por diante. O método utilizado neste trabalho está descrito em Björnsson e Venegas (1997).

Análises da FOE foram aplicadas para determinar a variabilidade espaço temporal de TSM, ANM e RCV e suas componentes de alta e baixa frequência. Os resultados estão expostos na seção 4.1.

3.3.5 Cálculo do conteúdo de calor e da profundidade da camada de mistura

O conteúdo de calor do oceano foi calculado a partir da seguinte equação:

$$CC = \rho_0 c_p \int_{-Z_M}^{0} T dz \tag{3.21}$$

onde CC é o conteúdo de calor, Z_M é a profundidade da camada, c_p é o conteúdo de calor específico e ρ_0 é a densidade específica (ρ_0= 1026 Kg. m^{-3}. O conteúdo de calor foi calculado para toda coluna de água e separado entre conteúdo de calor total (CCT) e conteúdo de calor na camada de mistura (CCs).

A profundidade da camada de mistura (PCM) foi calculada pelo método do critério de diferenças finitas descrito em Glover e Brewer (1988). Essa foi obtida pelo perfil de densidade calculado a partir da salinidade e da temperatura. Seguindo a metodologia de Kara et al. (2000), uma adaptação da anterior, a PCM é determinada pela mudança de temperatura ΔT na equação de estado:

$$\Delta\sigma_t = \sigma_t(T + \Delta T, S, P) - \sigma_t(T, S, P) \tag{3.22}$$

onde σ_t é a densidade local, T é temperatura, S é salinidade e P é pressão, $\Delta T = 0,8^oC$. A densidade correspondente à PCM é calculada através da subtração da diferença de temperatura entre ΔT e a temperatura de superfície. A profundidade onde esse valor for encontrado (por interpolação linear no perfil de densidade) corresponde a base da camada de mistura. Os resultados referentes a essas análises

podem ser vistos nas seções 4.1 e 4.2.

3.3.6 Componentes de Ekman

Ventos soprando continuamente na superfície do mar produzem uma camada fina e horizontal, chamada de camada de Ekman. Essa camada possui poucas centenas de metros de profundidade. A profundidade da camada de Ekman é determinada pela seguinte equação:

$$PCEk = \sqrt{\frac{2\pi A_z}{f}} \tag{3.23}$$

onde A_z é o coeficiente de viscosidade vertical e f é o parâmentro de Coriolis. Essa equação pode ser reorganizada da seguinte forma:

$$PCEk = \frac{7,6}{\sqrt{sen|\phi|}} U_{10} \tag{3.24}$$

onde U_{10} é a magnitude do vento em 10 metros, ϕ é a latitude.

A variabilidade horizontal do vento na superfície do mar gera variabilidade horizontal no transporte de Ekman. Devido a lei de conservação de massa, a variabilidade espacial do transporte deve gerar velocidades verticais no topo da camada de Ekman, esse processo é chamado de bombeamento de Ekman (BEk) :

$$BEk = \frac{1}{\rho}[\frac{\partial}{\partial x}(\frac{\overrightarrow{\tau}_y z(0)}{f}) - \frac{\partial}{\partial y}(\frac{\overrightarrow{\tau}_x z(0)}{f})] \tag{3.25}$$

ou simplesmente:

$$BEk = \nabla \times \frac{\overrightarrow{\tau}}{\rho f} \tag{3.26}$$

onde ∇ é o rotacional e $\overrightarrow{\tau}$ é o vetor de cisalhamento do vento, $\rho = 1024$ kg.m^{-3}, f é o parâmetro de Coriolis. A unidade é m.ano^{-1}.

3.3.7 Cálculo de tendências lineares e cúbicas

As tendências foram estimadas através de obtenção de coeficientes polinomiais de grau 1 (para a linear) e de grau 3 ($n = 3$, para cúbica) que se ajustam aos dados com um nível de significância de 95%. A tendência linear é obtida da seguinte maneira:

$$y = \alpha x + \beta \tag{3.27}$$

onde α é a pendente e β é a constante, ambos são denotados como:

$$\alpha = \frac{n\Sigma(xy) - \Sigma x \Sigma y}{n\Sigma x^2 - (\Sigma x)^2} \tag{3.28}$$

$$\beta = \frac{\Sigma y - \alpha \Sigma x}{n} \tag{3.29}$$

Para validação das tendências, o teste de significância de Valores Críticos de Student foi aplicado. Esse teste é baseado na função de distribuição cumulativa inversa de Student com $nt - 2$ graus de liberdade para as probabilidades correspondentes. Esses resultados foram validados através da distribuição residual no tempo, onde a variância apresentou distribuição média ao longo do tempo. Para o cálculo da tendência cúbica, um polinômio de ordem três foi usado:

$$y = \alpha_3 t^3 + \alpha_2 t^2 + \alpha_1 t + \beta \tag{3.30}$$

A Equação 3.30, quando derivada no tempo, origina uma equação de segunda ordem (Equação 3.31).

$$\frac{dy}{dt} = 3\alpha_3 t^2 + 2\alpha_2 t + \alpha_1 \tag{3.31}$$

A Equação 3.31, quando resolvida por método de Bhaskara, possibilita descrever a variabilidade do Atlântico Sul no tempo e no espaço, onde $a = 3a_3$, $b = 2a_2$ e $c = a_1$.

$$\Delta = b^2 - 4ac \tag{3.32}$$

$$t_1, t_2 = \frac{-b \pm \sqrt{\Delta}}{2a} \tag{3.33}$$

$$t_m = \frac{(t_2 - t_1)}{2} \tag{3.34}$$

$$P_m = at_m^2 + bt_m + c \tag{3.35}$$

Onde α_3, α_2, α_1 são os coeficientes do polinômio de ordem três e β é a constante (Equação 3.30), t é o tempo, Δ é o determinante (Equação 3.32), t_1 e t_2 são os tempos em que o polinômio cúbico é zero (instante quando a série temporal muda de sinal, Equação 3.33), t_m é o tempo médio entre (Equação 3.34), P_m é a pendente (Equação 3.35). A condição para que t_1 e t_2 sejam calculados é $\Delta > 0$, ou seja, a equação possui duas raízes reais diferentes.

Os tempos t_1 e t_2 são referentes ao momento em que o polinômio toca a coordenada x (Equação 3.33). Uma explicação física para t_1 e t_2 é que esses números correspondem ao primeiro e ao segundo momentos onde a série temporal muda de sinal, de positivo para negativo, ou vice-versa. A partir de t_1 e t_2 é possível obter a duração entre essas duas mudanças de sinal ([t1-t2]) e o sinal da anomalia entre os tempos t_1 e t_2 (valor da pendente).

Após a obtenção de t_1 e t_2 , tendências lineares foram calculadas entre 1993 e t_1 (inicial), t_1 e t_2 (meio) e entre t_2 e 2011 (final). A tendência do meio da série ($t_1 t_2$) deve estar de acordo com a pendente (P_m), isso indica que a tendência cúbica se encaixa ao sistema oscilatório. Quando a P_m e a tendência linear do meio são diferentes, a tendência linear não representa esse período específico e um polinômio de ordem maior deve ser aplicado.

3.3.8 Modelo Regional do Sistema Oceânico

O modelo numérico hidrodinâmico utilizado nesta tese foi o Modelo Regional do Sistema Oceânico (ROMS), desenvolvido pela universidade Rutgers, nos EUA. Esse modelo foi inicialmente baseado no *S-Coordinate Rutgers University Model* (SCRUM), descrito por Song e Haidvoge (1994) e posteriormente foi reescrito visando atualização do código para aumento da eficiência computacional e numérica. Também foi expandido para incluir uma variedade de novas características como novos esquemas

de advecção, algoritmos de gradiente de pressão mais acurados, diversas parametrizações, condições de radiação nos contornos e assimilação de dados. Vários trabalhos recentes comprovaram seu desempenho em diversas escalas espaço-temporais e na representação de diferentes fenômenos (BUDGELL, 2005; WILKIN et al., 2005).

O ROMS é um modelo numérico tridimensional, hidrostático, de superfície livre, que resolve as equações de Navier-Stokes utilizando a média de Reynolds e assume as aproximações de águas rasas e de Boussinesq. Utiliza grade C de Arakawa, coordenadas horizontais ortogonais curvilíneas e coordenada vertical sigma, que acompanha o terreno e permite definir melhor uma determinada camada do oceano.

A forma de resolução de equações do ROMS segue um esquema explícito, utilizando um passo de tempo menor para resolver a elevação da superfície do mar e o modo barotrópico e um passo de tempo maior para resolver temperatura, salinidade e o modo baroclínico. Assim, após um número finito de passos de tempo barotrópicos é efetuado um passo de tempo baroclínico.

O domínio do modelo abrange todo o Atlântico Sul e uma pequena parte do Atlântico Tropical Norte (65^oS a 10^oN), sendo limitado pela América do Sul no oeste e pelo continente Africano no leste (Figura 3.4). Este domínio tem 3 fronteiras abertas com o limite sul fechado pelo continente antártico. A borda oeste e leste são abertas, para melhor representar a Passagem do Drake e a Corrente das Agulhas. Tais medidas objetivam manter as influências dos Oceanos Austral, Pacífico e Índico, consideradas determinantes para os padrões de circulação do Atlântico Sul.

A grade foi gerada a partir da base batimétrica ETOPO e tem resolução horizontal de $1/4^o$ de latitude e $1/4^o$ de longitude. Esta configuração garante a resolução horizontal de aproximadamente 25 km. Alguns procedimentos de suavização foram aplicados aos dados originais e depois interpolados para a grade final, a fim de eliminar picos isolados na batimetria. O eixo vertical tem 30 níveis com a resolução mais fina confinada nos primeiros 200 metros de profundidade e com profundidade máxima de 5500 metros. A frequência temporal escolhida para armazenamento dos dados simulados pelo modelo foi de médias diárias. Contudo, para esta tese os dados foram transformados em médias mensais.

As condições de contorno laterais oceânicas usadas nos experimentos são os dados do SODA (seção 3.2.6) para correntes, temperatura, salinidade e elevação da superfície do mar. Tanto o *spin-up* , quanto o experimento numérico, utilizaram forçantes atmosféricas do NCEP-CFSR (seção 3.2.7). As variáveis são: as componentes zonal

Figura 3.4 - Domínio e grade do modelo ROMS.

e meridional da velocidade do vento (10 m), temperatura do ar (2 m), umidade relativa do ar (2m), pressão atmosférica (2m), taxa de precipitação, radiação de onda curta e finalmente a radiação para baixo de onda longa (ROL).

3.3.9 Spin-up

O experimento de aquecimento, do inglês *spin-up*, consistiu em 10 anos de integração com o modelo inicializado a partir das condições iniciais do SODA. O primeiro tempo foi 1 de janeiro de 1980, a partir dessa data o modelo foi forçado ciclicamente por mais 10 anos. Ao final desses 10 anos a solução chegou a um estado estatisticamente estável. A análise foi feita sobre os resultados do décimo ano de *spin-up*. Essa mostrou que o modelo foi capaz de reproduzir as principais características do Atlântico Sul. Neste ponto foi verificado qualitativamente que as principais características dinâmicas e termodinâmicas foram desenvolvidas, entre elas a boa representação da circulação superficial do Atlântico Sul (não mostrado).

3.3.10 Simulação numérica

A simulação de longa duração foi inicializada a partir do final do 10° ano de *spin-up*. Foram utilizadas as condições iniciais dos campos de correntes, de nível da superfície do mar, de salinidade e de temperatura. As condições de contorno lateral são do SODA global, que tem resolução temporal mensal. Assim como no experimento de *spin-up*, foram usadas forçantes atmosféricas interanuais com frequência temporal de quatro vezes ao dia. O período do experimento estendeu-se desde 1 de janeiro de 1980 a 31 de dezembro de 2007, totalizando 28 anos. Neste trabalho, as saídas foram analisadas entre janeiro de 1993 e dezembro de 2007. Para esse período, foram feitas composições de El Niño e de La Niña segundo o índice de eventos ENOS do Instituto Internacional para Pesquisa do Clima e Sociedade, disponível na página `http://iri.columbia.edu/climate/ENSO/background/pastevent.html)`. A composição de El Niño contou com 5 eventos: 08/1994-04/1995, 04/1997-05/1998, 04/2002-03/2003, 06/2004-02/2005 e 09/2006-02/2007. Enquanto a composição La Niña foi composta por 4 eventos: 08/1995-04/1996, 06/1998-04/2001, 10/2005-04/2006 e 07/2007-12/2007.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo apresenta os resultados e discussões para cada uma das metodologias descritas no capítulo anterior. As seções estão organizadas com uma breve revisão bibliográfica sobre o assunto nela abordado, seguida de resultados e de um sumário. Para cada seção, objetivos diferentes foram estabelecidos. A seção 4.1 tem como objetivo entender a variabilidade espaço-temporal superficial, a importância do ciclo anual e das anomalias, as quais foram, posteriormente, subdividas em alta e baixa frequência. A seção seguinte (4.2) apresenta a variabilidade climática desse oceano, sob situações de eventos ENOS. Por último, a seção 4.3 tem como objetivo determinar as tendências temporais do Atlântico Sul. Dessa forma, todos os capítulos descrevem o comportamento superficial do Atlântico Sul, enquanto o comportamento de sub-superfície é inferido pela ANM ou pelo conteúdo de calor.

Entretanto, a análise da coluna de água é complementar a esse trabalho. Alguns testes foram feitos com dados de XBT do NOAA, onde as anomalias de conteúdo de calor e de profundidade da camada de mistura (PCM) foram calculadas usando os dados climatológicos do WOD09. Um exemplo dos testes feitos e dos resultados obtidos podem ser observados para o transecto ax18. Esse perfil corta o Atlântico aproximadamente 30°S e foi repartido em quatro subáreas para outubro de 2006 (Figura 4.1). Essa subdivisão é suportada pelos diferentes padrões hidrográficos presentes em cada uma delas. A primeira área, exposta na Figura 4.1-a, estende-se de 52°W a 45°W e compreende a região sob influência das correntes de contorno oeste e de processos de plataforma continental. Na porção vizinha, entre 45°W e 15°W (Figura 4.1-b), o diagrama TS apresenta massas de água com maior densidade e o efeito costeiro (diminuição de densidade por intrusão de águas de baixa salinidade e mais quentes) começa a diminuir. Nas outras duas subáreas consecutivas, de 15°W a 7°E (Figura 4.1-c) e de 7°E a 18°E (Figura 4.1-d), a variação de densidade é menor, e está concentrada entre 26 e 27,3. Enquanto a temperatura e a salinidade variam de 5°C a 16°C e de 34,3 a 35,5, respectivamente.

A análise do diagrama TS para os dados do NOAA deu-se junto com a análise do diagrama TS para os dados climatológios do WOD09. O objetivo dessa análise era confirmar a presença das massas de água descritas na literatura para essa região. Três massas de água constituem a porção superior do Atlântico Sul, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIAA) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Todas elas podem ser observadas no diagrama 4.1.

A ACAS apresenta propriedades bastante uniformes ao sul de 15°S. No diagrama

Figura 4.1 - Diagrama TS ao longo do perfil ax18 outubro de 2006 para as quatro subáreas. Na abscissa está disposta a salinidade, enquanto nas ordenadas está a temperatura potencial (^{o}C).Onde a profundidade máxima amostrada é 760 m.

TS, ela é bem descrita como uma linha reta entre os pontos de 5°C, 34,3 e 20°C, 36,0. Essa ocupa a camada entre 100 e 600 m nos subtrópicos e é associada à termoclina. As águas centrais são formadas na CBM e recirculam dentro do giro subtropical. Ao sul, a ACAS faz vizinhança com a FST e com a CSA (STRAMMA; PETERSON, 1989).

A estratificação vertical da CBM é dominada pela contribuição das Águas Profundas e de Fundo do Atlântico Norte, Pacífico Sul e Antártica (PIOLA; MATANO, 2001). O gradiente térmico vertical para as profundidades entre 400 e 500 metros é 0,08^{o}C. m^{-1} (PEZZI et al., 2009). A porção superior da estrutura vertical, carregada pela CB, é referida como AT e caracteriza-se por possuir altas temperatura potencial (>20°C) e salinidade (>36). Abaixo da AT, encontra-se uma brusca termoclina, com variabilidade espaço-temporal bem marcada. A porção superior da CM é fria (4°C < T < 15°C) e (33,7 < S < 34,15), propriedades que são referentes à Água Subantártica (ASAA) e à sua origem na CCA (PIOLA; MATANO, 2001). A ACAS transportada pela CB, ocupa entre 100 e 500 m, e tem deslocamento meridional, uma vez que ela transita entre as bordas leste e oeste, entre 25°S e 15°S.

A região da CBM também é influenciada pelas descargas do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos que contribuem para formação das Águas Costeiras (AC), presentes na

Figura 4.1-a. Lima et al. (1996) observaram dois tipos de AC no sul do Brasil, a primeira sob influência da ASAA (S<34) e a outra, com a assinatura de AT, a Água de Quebra de Plataforma. A região como um todo, tem seu ciclo sazonal relacionado às mudanças no regime de ventos locais e as descargas de água doce (LIMA et al., 1996). Segundo Guerrero et al. (1997), o deságue do Rio da Prata é maior durante os meses entre abril e julho (25.000 $m^3.s^{-1}$), diminuindo durante o restante do ano. A pluma do Rio da Prata é defletida para o norte pela força de Coriolis (ZAVIALOV et al., 1998).

As isopicnais de 27,1 (trópicos) e 27,05 (sub trópicos) marcam a transição entre a ACAS e a AIAA. No Atlântico Sul, a AIAA é oriunda de regiões superficiais circumpolares, especialmente ao norte da Passagem de Drake e na CM. No leste do Atlântico, a AIAA do oceano Índico contribui com a AIAA do Atlântico através do Vazamento das Agulhas. O resultado dessa mistura flui para o norte, entre 500 e 1200 metros. A AIAA pode ser reconhecida como um máximo de oxigênio de subsuperfície e um mínimo de salinidade ao norte de 50°S, apesar do oxigênio diminuir ao norte de 15°S. A língua de baixa salinidade da AIAA é encontrada na profundidade de 300 metros próxima à Frente Subantártica (45°S), de 900 metros em 30°S (na vizinhança do centro do giro subtropical) e de 700 m no equador (TSUCHIYA et al., 1994). Para todos os quatro perfis analisados, a distribuição dos diagramas TS eram congruentes com os do WOD09 e com as propriedades características de cada massa de água expostas na literatura.

Em um segundo momento, foi feita a análise do conteúdo de calor, os resultados obtidos para o perfil médio de ax18 são apresentados na Figura 4.2. A PCM varia bastante ao longo do perfil (entre 200 e 400 metros), podendo ser mais rasa que 100 m em alguns pontos. Os maiores valores de conteúdo de calor estão associados às regiões mais rasas, entre 50 e 200 metros. No entanto, a maior quantidade de calor é armazenada na borda leste. Esse resultado sugere que o calor é armazenado na borda leste e disponibilizado na borda oeste do Atlântico.

Quando valores médios da PCM são comparados com o desvio padrão para o perfil ax18 (Figura 4.2-a), observa-se que o desvio padrão tem a mesma magnitude da média em algumas regiões. A borda leste do Atlântico apresenta uma camada de mistura bastante rasa entre 12°E e 20°E, que não ultrapassa 50 metros de profundidade. Todavia, essa região apresenta o maior desvio padrão para o conteúdo total de calor (CCT), em alguns perfis ultrapassando o valor médio previsto em duas vezes (Figura 4.2-b). A média CCT é heterogênea ao longo do perfil, porém apresentando

maiores desvios nas bordas. Esse comportamento é esperado devido a alta variabilidade dessas regiões, relacionada às correntes de contorno. A média do conteúdo de calor da camada de mistura (CCs, Figura 4.2-c) apresenta desvios padrão de igual magnitude das médias, o que indica uma grande variabilidade. Concordando com o CCT, o CCs também apresentou maiores médias e desvios padrão para as fronteiras leste e oeste. A porcentagem de contribuição da camada de mistura com o calor da coluna de água não ultrapassa 20%, sendo menor que 10% em quase todo o perfil. Essa contribuição de 20% se dá nas longitudes maiores que 17°E, provável reflexo da contribuição do vazamento da CA.

O perfil de anomalia de conteúdo de calor foi calculado para todos os quatro transectos do NOAA à partir dos dados climatológicos do WOD09. A Figura 4.3, para o ax18, apresentou anomalias negativas ocupando desde a superfície até os 200 metros de profundidade, seguido por uma camada de anomalias fracas (entre 200 e 300 metros) correspondente à ACAS. Já, anomalias positivas ocupam o restante da coluna de água, concentradas entre 400 e 600 metros e mais intensas de 50°W a 20°W. Quando comparado com o perfil médio (não mostrado), a camada superficial (acima de 200 metros) apresentou perda de calor e a termoclina aparece como a região de maior conteúdo de calor negativo. A coluna de água abaixo de 350 metros apresenta anomalias positivas intensas, indicando que o conteúdo de calor observado é maior que o climatológico. Entre 400 e 700 m, ocorreram as maiores anomalias, sugerindo alterações na AIAA. Entretanto, os resultados dessa análise foram muito similares para todos os quatro perfis analisados. Dessa maneira, as análises individuais de cada perfil foram excluídas da versão final da tese.

Com objetivo de verificar os resultados acima, foram feitas análises individuais para cada perfil do transacto ax18. Onde as anomalias de CCT foram calculadas, dessa vez usando a climatologia obtida através dos próprios perfis do NOAA. Os resultados divergem dos obtidos anteriormente, como pode ser observado na Figura 4.4, onde a anomalia de CCT do perfil ax18 obtido em dezembro de 2004 é exposta. O perfil mostra comportamentos diferenciados entre as bordas e o centro do oceano, enfatizando os resultados anteriores os quais sugerem o acúmulo do calor na área central e a liberação deste nas áreas periféricas. O padrão de anomalias negativo-neutro-positivo observado na Figura 4.3 desaparece na maioria dos perfis, indicando que a variabilidade interanual difere da proposta pela climatológica, tanto na magnitude das anomalias quanto na disposição das mesmas na coluna de água.

Contudo, esses resultados mostraram a variabilidade do conteúdo de calor na coluna

Figura 4.2 - Parâmetros para transecto médio de ax18, onde as barras azuis correspondem às medias e vermelhas (multiplicadas por -1), ao desvio padrão. a) PCM (m), b) CCT ($J.m^{-2}$), c) CCs ($J.m^{-2}$) e d) CCs/CCT (%).

Figura 4.3 - Anomalia de conteúdo de calor para ax18 ($J.m^{-2}$) obtida através da climatologia WOD09.

Figura 4.4 - Anomalia de conteúdo de calor de ax18 para dezembro de 2004 ($J.m^{-2}$) obtida através da climatologia dos dados do NOAA.

de água e sugerem que este pode ter influência direta na variabilidade superficial do Atlântico Sul através da ocorrência de anomalias de temperatura superficial. Nas seções seguintes serão apresentados os resultados referentes à variabilidade espaço-temporal superficial deste oceano.

4.1 Variabilidade espaço-temporal do Atlântico Sul

Essa seção mostra os resultados que avaliam as variações de alta e baixa frequências no Atlântico Sul para TSM, ANM e RCV. Essas variáveis foram escolhidas porque a TSM indica as mudanças na energia do sistema climático (LEVITUS et al., 2005) devido a sua importância em regular variações nos fluxos ar-mar (PEZZI et al., 2009; CAMARGO et al., 2013), a ANM expõe variações sub-superficiais que ocorrem na coluna de água, que remetem ao conteúdo de calor (CAZENAVE; LLOVEL, 2010; CAZENAVE; REMY, 2011; CHURCH et al., 2011) e o RCV é uma das possíveis forçantes à variabilidade oceânica em escala de bacia.

A variabilidade espaço-temporal do Atlântico Sul é complexa. Em oposição ao sistema clássico de descrição, o giro subtropical do Atlântico Sul não é um sistema fechado. O limite norte do giro é aberto, ocorrendo perda de massa e propriedades que alimentam o sistema equatorial de contracorrentes e também o giro do hemisfério norte (STRAMMA et al., 1990). Não obstante, o Atlântico Sul é o único oceano que transporta calor desde o polo sul até o equador (TALLEY, 2003); esse transporte de calor é feito pela CRMA. Dong et al. (2009) estimaram que aumentando 1Sv no transporte da CRMA acarretaria no aumento de 0,05±0,01PW no calor transportado. Parte desse calor permanece no Atlântico Sul, subdividindo-se entre o interior da bacia e as bordas (DONG et al., 2009). O restante é transportado para o hemisfério norte e contribui para o sistema do Atlântico Norte (GARZOLI; MATANO, 2011).

O limite sul do oceano Atlântico é a FP. Inúmeros centros com gradientes horizontais intensos de temperatura potencial, salinidade e densidade contribuem para formação de correntes geostróficas que caracterizam as frentes da CCA (ORSI et al., 1995; BELKIN; GORDON, 1996). A CCA é composta por três jatos, que correspondem às localizações são da FSA, da FP e da Frente Sul (NOWLIN; KLINCK, 1986). Essas frentes são separadas por regiões constituídas por diferentes massas de água e com propriedades oceânicas mais homogêneas. As posições da FP e da FSA têm variabilidade alta e heterogênea, devido às mudanças na batimetria (SOKOLOV; RINTOUL, 2007; DONG et al., 2006). À medida que esse sistema atravessa a Passagem de Drake, sua componente norte alimenta a CM, originando a FSA, a frente mais equatorial associada com a CCA e a Passagem de Drake (OLSON et al., 1988).

Duas das regiões mais energéticas do oceano global se encontram no Atlântico Sul (LEGECKIS; GORDON, 1982; GARNIER et al., 2002); a região de Retroflexão da CA e a CBM. O Atlântico Sul recebe calor e sal do oceano Índico através da Região do Vazamento das Agulhas, em outras palavras, através dos vórtices que se despren-

dem da CA. Essa troca interoceânica de energia e propriedades físicas e biológicas é conhecida como "rota quente" (GORDON, 1986; DONNERS; DRIJFHOUT, 2004). Como corrente de borda oeste do oceano Índico, a CA entra no Atlântico Sul nas latitudes onde os ventos de Oeste são máximos e o RCV é zero (BEAL et al., 2011). Interações com a batimetria e outros processos de mesoescala fazem com que os vórtices das Agulhas se propaguem para oeste (GONI et al., 1997; GARZOLI et al., 1999; SPEICH et al., 2002), entrem no Atlântico (DERUIJTER et al., 1998; ZHARKOV; NOF, 2008) e alimentem o Giro do Atlântico Sul (BIASTOCH et al., 2009). Entre quatro e nove vórtices das Agulhas entram no Atlântico Sul cada ano (RAE et al., 1996). Essa região apresenta variabilidade semianual devido às oscilaç oes nos campos de vento e à formação intermitente de vórtices (GARZOLI; GORDON, 1996).

A contribuição do oceano Pacífico para o Atlântico Sul é feita através da injeção de massas de água pela Passagem de Drake, pela modificação e advecção das mesmas pela CCA e pela CM em um caminho conhecido como "rota fria" (RINTOUL, 1991; YOU, 2002). A rota fria inclui a CBM, região formada pela CB e pela CM, que devido a suas propriedades físicas contrastantes formam gradientes intensos em superfície e em profundidade (maiores que $1^oC/100$ metros, Gordon e Greengrove (1986)). Esses gradientes interagem com a atmosfera adjacente e modulam a camada limite (TOKINAGA et al., 2005; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013). Ademais, a presença de vórtices e meandros nessa região contribui como um mecanismo local para mudanças no calor, na salinidade (SOUZA et al., 2006) e de ordem biológica (SOARES et al., 2011). Adicionando mais complexibilidade ao sistema do Atlântico Sudoeste, a presença de Águas Costeiras (AC) deve ser levada em consideração. Apesar de estarem sempre presentes, as AC tem variabilidade sazonal dos seus limites termohalinos. De acordo com Piola et al. (2000), essa variação depende das descargas de água doce do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos, os principais contribuintes para a entrada de água doce nesta região.

A CBM apresenta modulação anual em resposta às variações sazonais da célula de alta pressão atmosférica do Atlântico Sul e às variações nos transportes da CB e da CM. Evidências apontam que variações de baixa frequência no transporte da CM estão conectadas às oscilações no transporte da CCA, forçadas pelo cisalhamento dos ventos de Oeste na Passagem de Drake (VIVIER et al., 2001; FETTER; MATANO, 2008; SPADONE; PROVOST, 2009). Variabilidade semi-anual e inter-anual podem ocorrer na circulação regional do oceano devido às modulações de pressão atmosférica (MATANO et al., 1993; PROVOST; LETRAON, 1993). A CBM também apresenta alta variabilidade associada às forçantes locais e aos sinais climáticos remotos (MATANO et al.,

1993; GARZOLI; GIULIVI, 1994; VIVIER et al., 2001; SARACENO et al., 2004; SILVEIRA; PEZZI, 2014). Afastado da costa, encontra-se o Elevado de Zapiola onde uma intensa circulação anticiclônica (SAUNDERS; KING, 1995) gera transformação de massas de água. Essa região apresenta variabilidade de alta frequência associada à atividade de meso escala (SARACENO et al., 2009).

Como observado acima, o Atlântico Sul é composto por diferentes sub-sistemas que oscilam em várias frequências. A baixa frequência normalmente apresenta dimensões de bacia, capaz de conectar esses sub-sistemas entre si e também com outros oceanos. Estudos atmosféricos no hemisfério sul mostraram uma forte dominância da Oscilação Antártica (OAA), onde anomalias de pressão no nível do mar (PNM) apresentam o padrão espacial na forma de um anel que conecta o polo sul às latitudes médias (THOMPSON; WALLACE, 2000). As anomalias de PNM estão associadas ao padrão típico do vento zonal, o qual durante os períodos positivos de OAA, migram para sul e estão associadas à intensificação dos ventos de Oeste (60^oS) e às anomalias dos ventos de Leste (35^oS) (THOMPSON; WALLACE, 2000). Venegas et al. (1996) encontraram picos significantes no período de 4 anos para TSM e PNM. Esses foram comparáveis às escalas de tempo do ENOS no Atlântico Sul. Os mesmos autores também encontraram para PNM oscilações quase bianuais (2,3 a 2,7 anos) correspondentes ao modo Pacífico/América do Norte (PAN). O modo de oscilação correspondente ao PAN para o hemisfério sul é o Pacífico/América do Sul (PAS), um trem de ondas identificado como resposta típica ao ENOS (KAROLY, 1989) que ocorre em flutuação menores que seis anos. Lentini et al. (2001) sugeriram que os picos mais energéticos de TSM estão relacionados às escalas de tempo do ENOS (de 3 a 5 anos), indicando que a mesma é modulada pelo evento do Pacífico. Esses resultados confirmam que as flutuações climáticas relacionadas com o ENOS não se restringem às áreas tropicais (GRIMM; TEDESCHI, 2009). Outro modo climático do Atlântico Sul é o El Niño do Atlântico, o qual é comparado com o do Pacífico, porém menos intenso (ZEBIAK, 1993; TSENG; MECHOSO, 2000). Apesar dos modos climáticos OAA e ENOS influenciarem na posição das frentes da CCA no Atlântico Sul, a OAA força respostas de alta frequência (menores que 3 meses), enquanto o ENOS atua em baixas frequências (em escalas maiores que 1 ano, Sallée et al. (2008)).

Quando a variabilidade de baixa frequência é considerada, oscilações decenais foram observadas em diversos estudos. Xie (1998) encontrou para o Atlântico tropical variabilidade decenal composta por um modo instável, com padrão espacial dipolar da TSM. O autor atribuiu o processo de crescimento da oscilação ao processo de retroalimentação vento-evaporação-TSM. Wainer e Venegas (2002) também detectaram

variabilidade decenal ao sul do Atlântico Sul associada a mudanças na intensidade da CM. Variabilidade decadal também foi documentada por Lumpkin e Garzoli (2011).

Oscilações de baixa frequência também foram observadas na ANM no Atlântico Sul. Essas apresentaram sinais nas bandas de 3,5, de 5,2 a 5,7, de 7 a 8,5 e de 10 a 13,9 anos e foram associadas com flutuações de larga escala da circulação atmosférica (UNAL; GHIL, 1995; JEVREJEVA et al., 2006; JEVREJEVA et al., 2008). Variações no nível do mar respondem a um grande número de processos como mudanças na pressão atmosférica, no cisalhamento do vento e nos fluxos ar-mar. Jevrejeva et al. (2008) encontraram sinais nas bandas de 3,5 a 13,9 que contribuem para a variabilidade das séries temporais de ANM entre 5% e 20 %. Esses valores são expressivos devido à característica de alta frequência dessa variável. Esses resultados mostraram a presença de diferentes frequências características de processos do oceano Atlântico Sul. Entretanto, a representatividade do ciclo anual, o papel dos sinais anômalos e quão significantes são as baixas frequências são questões ainda não respondidas.

4.1.1 Ciclo anual

A Figura 4.5 mostra o máximo, o mínimo e a amplitude para TSM. O máximo (Figura 4.5-a) ocorre durante o verão austral e segue o máximo de incidência solar. Maiores valores ocupam a parte norte da bacia e variam entre 23°C e superam 25°C. Do norte ao sul do domínio é possível verificar um intenso gradiente que varia de 27°C em 10°S para 2°C próximo a 60°S. O gradiente mais intenso corresponde a posição da FSA próxima aos 45°S, seguido pela FP ao longo de 55°S. Diferenças entre os lados leste e oeste da bacia são evidentes, sendo o lado oeste mais quente. Na borda oeste, a influência da CB, que carrega águas quente e salinas para o sul, pode ser vista ao sul de 38°S. A Pluma do Rio da Prata aparece espalhando-se sobre a plataforma continental argentina. Na borda leste, a CBe flui de sul para norte, advectando águas mais frias e pouco salinas. Nesta borda, a ressurgência que ocorre próxima à costa africana contribui para a intrusão de massas de água frias, onde a TSM varia entre 17°C e 22°C. A Figura 4.5-b apresenta o mínimo de TSM que pode estar associado ao inverno austral, entretanto é importante ressaltar que esses gráficos não são sazonais, representando apenas os extremos do ciclo anual. Contudo, o mínimo de TSM apresenta um deslocamento para norte, onde os sistemas frontais migram aproximadamente 5° para o norte baixando os mínimos de TSM nas latitudes médias em até 5°C. A influência da CM é observada ao norte de 35°S. As zonas de ressurgência na costa africana apresentam temperaturas próximas a 12°C.

O ciclo anual de TSM (Figura 4.5-c) apresenta maiores amplitudes sobre a plata-

Figura 4.5 - Amplitude dos componentes do ciclo anual de TSM (^{o}C) para os dados de ERSST, onde a) valor máximo, b) mínimo e c)a amplitude.

Figura 4.6 - Amplitude dos componentes do ciclo anual de ANM (mm) para os dados do AVISO, onde a) valor máximo, b) mínimo e c)a amplitude.

Figura 4.7 - Amplitude dos componentes do ciclo anual de RCV (N.m^{-2}) para os dados do ERA, onde a) valor máximo, b) mínimo e c)a amplitude.

forma continental argentina (> 4^oC), sobre a parte noroeste da Elevação de Zapiola (3,5^oC), na região central do Anticiclone do Atlântico Sul (3^oC) e a noroeste da costa africana (3,4^oC). As menores amplitudes podem ser observadas ao norte de 20°S, desde a costa brasileira até a Cordilheira Meso-Atlântica e ao sul de 40°S. Os maiores valores de amplitudes estão associados com a alta variabilidade do ciclo anual dessas regiões. Diferenças entre as amplitudes encontradas no leste e no oeste da bacia também podem ser observadas. Na borda leste, as amplitudes são menores e tem variações mais intensas na região equatorial. Contudo, sobre a plataforma continental do Atlântico Sudoeste, maiores amplitudes estão atreladas às variações da descarga do Rio da Prata. A porcentagem da variância representada pelo ciclo anual apresenta a mesma distribuição que a amplitude. Os harmônicos que representam o ciclo anual alcançam 90% de contribuição da variância total na plataforma continental sudoeste e são correspondentes a pelo menos 30% da variância em todo o Atlântico Sul (não mostrado). Provost et al. (1992) observaram que o ciclo anual possui grande participação na região frontal da CBM e na parte sudeste da bacia argentina. Entretanto, o sinal da frequência semianual foi observado em quase todos os locais e a proporção entre a amplitude do sinal semi-anual para a amplitude do sinal anual aumentou em direção ao sul, variando de 0% em 30°S, a mais de 45% em 50°S (PROVOST et al., 1992). As regiões de ressurgência na costa africana, na Passagem de Drake e na região das frentes (40°S-55°S, exceto sobre a plataforma continental argentina) apresentaram as porcentagens de representação do ciclo anual de 30%, 55%-60%, 30%-50%, respectivamente (não mostrado).

Os valores máximos, mínimos e as amplitudes do ciclo anual de ANM estão na Figura 4.6. O valore máximo é concentrado entre 30°S e 50°S, com os valores mais altos ao redor do Zapiola (> +20 mm) e na Passagem de Drake (Figura 4.6-a). Quando os valores máximos e mínimos de ANM são comparados, eles apresentam maiores amplitudes nas mesmas regiões, porém com sinais opostos (Figura 4.6-b). Essa propriedade é observada ao redor da região do Zapiola, onde máximos negativos (positivos) ocupam as mesmas posições que os mínimos, mas em uma área maior (menor). Esse padrão sugere que essas feições são permanentes e podem ser as forçantes da circulação ao redor do Zapiola. Feições positivas de ANM possuem rotação anticiclônica, enquanto as negativas tem movimento ciclônico, trabalhando juntas para forçar a circulação local. Elas podem ser frequentemente observadas em mapas de ANM nas mesmas posiç oes, mas por vezes apresentando variação radial. Essa região é muito heterogênea, como observado por Provost e LeTraon (1993), uma vez que a ANM varia entre 6 e 30 cm. Observações complementares podem ser obtidas na Figura 4.6-c, onde as amplitudes são expostas. Dessa forma, é possível

afirmar que a região ao redor do Zapiola apresenta valores de amplitude maiores que 5 cm. Padrões similares podem ser observados no Vazamento das Agulhas e na passagem de Drake. Em ambas regiões, ocorre a exposição, a modificação e a formação de massas de água, além de uma intensa atividade de mesoescala. Quando a importância da variância do ciclo anual é representada em porcentagem, essa passa a ser importante em latitudes mais baixas como nas Bacias do Brasil e da Angola (50%-60%), sobre a plataforma continental sul-americana (25%-40%), ao longo de 30°S (20%) e no centro do oceano (não mostrado).

O máximo do ciclo anual do RCV (Figura 4.7-a) está no Atlântico Sudeste, sobre a região do Vazamento das Agulhas (6 x 10^{-9} N.m^{-3}) e ao norte da região do Giro Anticiclônico do Atlântico Sul. Traon e Minster (1993) descreveram essa mesma região como a mais eficiente em gerar ondas de Rossby, devido ao máximo de RCV nesse local. Nessas regiões, os mesmos autores registram a máxima amplitude de ANM variando de 3 a 4 centímetros. O máximo de RCV está também relacionado aos máximos de TSM (Figura 4.5-a), condicionado às posições das frentes oceânicas. Máximos negativos estão sobre as regiões de ressurgência próximas à África e no setor Austral. Por outro lado, os mínimos negativos de RCV (Figura 4.7-b) estão no setor austral, especialmente sobre a FSA e nas regiões costeiras. No entanto, a localização espacial dos mínimos positivos é correspondente a dos máximos positivos, situados na região do Vazamento das Agulhas e próximos à CBM.

Como exposto no trabalho de Tokinaga et al. (2005) a frente zonal de TSM ao longo de 49°S é paralela aos ventos de oeste dominantes. Variações laterais na temperatura, onde os ventos sopram em paralelo às isotermas geram rotacional. A magnitude da perturbação da rotação é proporcional à magnitude do vento perpendicular ao gradiente de TSM. Contudo, o RCV, o qual é induzido pela frente, produzirá circulação de Sverdrup. Essa circulação será uma corrente de borda oeste que poderá ajudar a CM a retornar (TOKINAGA et al., 2005). Além disso, o RCV negativo causa ressurgência e com isso, a diminuição da TSM, gerando uma intensificação da magnitude negativa do RCV em uma sequência de retroalimentação (CHELTON et al., 2004). Maiores amplitudes do ciclo anual de RCV (Figura 4.7-c) estão associadas à posição climatológica das frentes atmosféricas Subpolar (9x10^{-7} N.m^{-2}), Subtropical (6x10^{-7} N.m^{-2}) e à Zona de Convergência do Atlântico Sul (5x10^{-7} N.m^{-2}). Entretanto a contribuição do ciclo anual do RCV para a variância total é de aproximadamente 15% e se restringe ao norte de 20°S e às regiões costeiras (não mostrado).

Nesse contexto, ANM e o RCV tem um comportamento similar quando as regiões

que possuem maiores amplitudes são levadas em consideração. A Bacia Argentina e a região ao redor do Zapiola apresentam amplitudes máximas para ANM e RCV. A variabilidade intrasazonal do nível do mar foi investigada por Fu (2003) para essas regiões. O autor notou que perto dos contornos fechados do campo de vorticidade potencial local (f/H) ocorre um balanço simples entre o RCV e a mudança na vorticidade relativa. Esse resultado sugere que a atividade de mesoescala da ANM ao redor do Zapiola e na região do Vazamento das Agulhas é forçada pelo RCV. Os resultados apresentados neste trabalho mostram a importância das oscilações de maior amplitude nas latitudes médias e a representatividade do sinal do ciclo anual próximo ao equador. Isso demonstra que apesar das amplitudes do ciclo anual serem maiores nas latitudes médias, essas regiões são dominadas por processos turbulentos. Processos turbulentos que possuem amplitudes maiores trazem mais energia para o sistema. Por outro lado, nas regiões equatoriais a amplitude é menor, porém mais significativa. A porcentagem de variância representada pelo ciclo anual revela a dominância de processos turbulentos no Atlântico Sul.

4.1.2 Variabilidade de alta e baixa frequências

O papel da variabilidade de alta frequência da TSM no Atlântico Sul é exposta na Figura 4.8-a. As altas frequências aparecem iportantes ao longo da costa africana, na região das correntes equatoriais e formando um canal entre as bordas leste e oeste em 30°S. Os resultados demonstram a rota fria, com variância alta ligada à CM e ao redor do Zapiola. Vivier e Provost (1999) registraram que o transporte da CM variou em escalas menores que um ano, com período dominante entre 50-80 dias e próximo a 180 dias. Uma onda de quebra de plataforma com período de 70 dias foi observada ao longo da margem continental da América do Sul por Vivier et al. (2001). Ambos mecanismos contribuem para a caracterização da rota fria. No entanto, a rota quente conduzida pelos anéis da CA também está presente (Figura 4.8-a), porém com menor variância associada. De 10°S a 20°S, a alta frequência pode estar atrelada às ondas equatoriais. A variância de baixa frequência (Figura 4.8-b) é menos representativa quando comparada à alta, uma vez que a diferença entre as duas é de aproximadamente uma ordem de magnitude. Entretanto, a área de atuação da baixa frequência é complementar à da alta. Logo, a variância de baixa frequência parece ser importante nos setores sudeste e noroeste do Atlântico.

Características similares foram observadas para variância de ANM (Figura 4.8 c-d). Como mostrado para TSM, a variabilidade de alta frequência da ANM é importante no Atlântico Sudoeste e ao longo da costa africana. Souza et al. (2011) documenta-

Figura 4.8 - Análise variância de alta e baixa frequências, onde as razões alta/baixa frequência são expostas na primeira coluna e baixa/alta frequência na segunda coluna. Os campos referentes a TSM, ANM e RCV correspondem às figuras da primeira (a, b), segunda (c, d) e terceira (f, g) linhas, respectivamente. Valores maiores estão representados por cores quentes, enquanto cores frias indicam razões menores.

ram que a distribuição geográfica dos vórtices estava relacionada aos lugares onde a variabilidade de ANM é maior, como na CBM e na região de retroflexão das Agulhas. Essas áreas apresentaram vórtices maiores, quanto maior foi a energia a eles atribuída. Na região de retroflexão das Agulhas, dois processos mais significativos podem contribuir para mudanças no nível do mar: ondas de Rossby (TRAON; MINSTER, 1993) e a propagação de vórtices das Agulhas. Esses são destacados da corrente

e se propagam em direção à borda oeste do Atlântico Sul (GORDON; HAXBY, 1990; BYRNE et al., 1995; GONI et al., 1997). Não obstante, a região da CM não apresenta alta frequência para a ANM. A alta frequência é significativa ao longo da plataforma continental, em mar aberto e ao redor do Zapiola na borda oeste. Na borda leste, sinais de alta frequência ocorrem ao longo do Vazamento das Agulhas e são perpendiculares à costa africana apresentando forma de estrias. Essas marcas estriadas parecem estar conectadas ao Corredor de vórtices das Agulhas e à propagação desses vórtices para oeste, governada pela dinâmica de ondas de Rossby. As características globais de propagação para oeste observadas em dados de altura do mar foram descritas por Fu (2004). O autor observou que propagações para oeste com alta frequência acontecem ao longo das latitudes onde ocorrem fortes jatos zonais, incluindo a CBM e a região de retorno da CA. Essas propagações para oeste exibiam frequência e número de ondas característicos de ondas de Rossby barotrópicas. Traon e Minster (1993) também analisando ANM, observaram ondas de Rossby semianuais com amplitudes entre 2 e 3 cm, propagando-se para oeste com velocidade de 3 m.s^{-1}, refratando para oeste na Cordilheira de Walvis. Essas ondas estão possivelmente relacionadas à componente semianual do vento.

O padrão espacial de baixa frequência para ANM (Figura 4.8-d) aparenta ser o mesmo observado para TSM, porém com um deslocamento para o norte e valores maiores. Influência da baixa frequência pode ser observada no caminho da CM e no interior do Zapiola. A baixa frequência do ANM está aparentemente associada à circulação da CRMA, do Índico até a borda oeste do Atlântico. Diferenças significativas entre os padrões espaciais de ANM e TSM devem-se ao fato de ANM representar os processos que ocorrem em toda a coluna de água, como a expansão e contração devido às mudanças na densidade, salinidade e conteúdo de calor. Apesar da TSM também ser indicativa dos processos que ocorrem na coluna de água, esta pode ser forçada por alterações na circulação atmosférica. O lugar onde a variância de baixa frequência apresentou os maiores valores corresponde ao observado por Vasconcellos e Cavalcanti (2010) na composição da anomalia de altura geopotencial em 500 hPa durante as fases da OAA, com sinal positivo sobre o polo sul e negativo sobre o Atlântico central sudeste.

O comportamento atmosférico é representado pelo RCV nas Figuras 4.8-e 4.8-f. A alta frequência é cinco ordens de magnitude maior que a baixa. A variância da alta frequência do RCV ocupa grande parte da bacia desde 20°S até 40°S (Figura 4.8-e). Essa região compreende a área de atuação do Giro Anticiclônico do Atlântico Sul. Vivier et al. (2001) descreveram as respostas dos transportes da CCA e da CM

no período entre 100 e 200 dias, como sendo forçadas por mudanças no RCV ao norte de 50°S, principalmente no setor do Pacífico. Os autores também mostraram que as correntes tem fases opostas, com o transporte da CM aumentando enquanto o transporte da CCA diminui. Isso sugere que dois regimes distintos ocorrem na Passagem de Drake, um forçado pelo estresse do vento zonal e outro pelo RCV sobre as regiões subtropicais do Pacífico (HUGHES et al., 1999). Entretanto, a variância de baixa frequência aparece sobre a posição das correntes de contorno, na plataforma continental sudoeste, no Corredor de vórtice das Agulhas e ao longo da maior parte das latitudes equatoriais.

4.1.3 Análise de FOE

4.1.3.1 Alta frequência (t < 37 meses)

A FOE1 para alta frequência de TSM representa 9,1% do total da variabilidade. Apesar da porcentagem explicada ser baixa, ela apresenta padrões espaciais de larga escala (Figura 4.9-a). Valores negativos se posicionam entre 60°S e 20°S e desde a costa da América do Sul até 0° apresentando uma forma circular. Sinais positivos aparecem na região noroeste, enquanto sinais menos intensos ocupam o Atlântico sudeste. Padrão similar foi descrito por Nnamchi et al. (2011) como sendo parte do Dipolo do Atlântico Sul. Esse Dipolo é caracterizado por anomalias de TSM, com sinais opostos no nordeste e sudoeste do Atlântico. Esse modo possui ciclo de vida de oito meses, porém o período no qual as anomalias de TSM estão acopladas com a circulação atmosférica tem duração de quatro meses (NNAMCHI et al., 2011). Periodicidade semelhante pode ser observada na série temporal de TSM (Figura 4.10-a). Robertson et al. (2003) associaram anomalias negativas de TSM entre 10°S-30°S à intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Variações interanuais na intensidade e na posição do anticiclone e da ZCAS foram acompanhadas por anomalias de TSM no Atlântico Sul subtropical (VENEGAS et al., 1997; ROBERTSON; MECHOSO, 2000).

Muito distinto do padrão de larga escala da TSM, a ANM apresenta um resultado de FOE bastante ruidoso, com 3% de representatividade explicada pelo primeiro modo (Figura 4.9-b). Fukumori et al. (1998) mostraram que quase metade da variabilidade barotrópica de larga escala do nível do mar está concentrada em períodos inferiores a 20 dias e em alguns casos, menores que 12 horas. Essa energia de alta frequência cria efeitos de alisamento nos dados altimétricos. É importante ressaltar que ambos conjuntos de dados (TSM e ANM) apresentam a mesma frequência de amostragem, indicando que a variabilidade da ANM é dirigida pelo padrão de

Figura 4.9 - FOE alta frequência para a) TSM (^{o}C), b) ANM (mm) e c) RCV (N.m^{-2}). Valores positivos estão representados em vermelho e negativos, em azul.

Figura 4.10 - Séries de FOE alta frequência para a) TSM (^{o}C), b) ANM (mm) e c) RCV (N.m^{-2})

mesoescala, como pode ser verificado nas Figuras 4.9-b e Figura 4.10-b. De fato, a CCA foi a única região onde vórtices de longa vida (> 16 semanas) ocorrem no hemisfério sul (CHELTON et al., 2011). Karsten e Marshall (2002) atribuíram este fato à atividade de mesoescala associada à manutenção da estrutura frontal dessa corrente. A FOE1 apresenta alternância de sinal desde a Passagem de Drake, paralela a plataforma continental, contornando a Elevação de Zapiola e aumentando a intensidade em direção à borda leste atlântica. Provost e LeTraon (1993) examinaram a CBM e concluíram que essa região apresenta menor energia no período anual. Entretanto, eles encontraram que o período semianual tem maior energia associada e propagação para o norte. Além da frequência semianual ser predominante, as flutuações de mesoescala derivadas de altímetro exibiram outros sinais entre 75 e 150 dias com propagação para oeste, as quais apresentaram características consistentes com a dinâmica de ondas de Rossby barotrópicas (PROVOST; LETRAON, 1993). Esse sinal alternado pode ser visto desde a região do Vazamento das Agulhas, indo para o norte e cruzando a bacia em aproximadamente 25°S, latitude correspondente ao

Corredor de vórtices das Agulhas (Figura 4.9-b). Cecilio et al. (2014) mostraram que o Corredor de Vórtices das Agulhas é uma feição importante no Atlântico Sul, com baixas (altas) frequências associadas com a parte oeste (leste) da bacia, onde a periodicidade da energia cinética de vórtice varia de 3 a 6 meses. O número de vórtices das Agulhas que cruzam o Atlântico por ano é de aproximadamente 4,5. Dessa forma, estima-se que a cada 2-3 meses um anel se separa dessa corrente, com o diâmetro típico de 150-200 Km (SOUZA et al., 2011). Esse comportamento de alta frequência também foi observado por Fetter e Matano (2008) quando os autores tentaram identificar ligações dinâmicas entre a CCA e a CM. Eles concluíram que as variações no transporte da CCA e da CM eram mascaradas pelas oscilações de alta frequência, apesar de grande parte dessa variabilidade ser produzida e dissipada localmente, as anomalias podem se propagar entre essas regiões. Para a Bacia Argentina, Fu e Smith (1996) associaram a variabilidade de larga escala de ANM à banda intrasazonal (20 a 100 dias). Fu et al. (2001) descobriram uma onda de Rossby barotrópica de origem natural e de periodicidade de 25 dias, a qual se propaga ao redor do Zapiola devido à topografia local. No entanto, em médias latitudes, Sallée et al. (2008) atribuíram aos eventos de OAA o aumento de anomalias negativas de ANM. O mecanismo de variabilidade proposto pelos autores liga a (des)intensificação do transporte de Ekman ao sul (norte) das frentes da CCA, resultando na convergência de Ekman e no aumento das anomalias negativas (positivas). Neste período, a CCA flui em latitudes próximas a 45^oS e a região ao norte da corrente está associada a um padrão positivo de ANM (SALLÉE et al., 2008).

O primeiro modo da FOE para RCV representa 8,8% do total da variância de alta frequência (Figura 4.9-c). Como para TSM, a FOE para RCV apresenta um padrão espacial de larga escala apesar da alta frequência da série temporal do componente principal (Figura 4.10-c). Na região de ventos de Oeste, ocorre a intensificadoção do RCV pelo sinal positivo com o centro de máxima em 50^oS e 20^{So}W. Sallée et al. (2008) encontraram um padrão zonal forte com a intensificação dos ventos de oeste associados à OAA e às diferentes respostas regionais das frentes da ACC. O deslocamento para o sul dos ventos de Oeste foram conectados por Biastoch et al. (2009) à expansão da influência da FST e ao consequente aumento do vazamento do Índico para o Atlântico. Por outro lado, se um deslocamento para o norte da frente ocorresse, o vazamento diminuiria (BARD; RICKABY, 2009).

O papel do RCV na CM e na CCA foi estudado por Fetter e Matano (2008), que associaram o máximo de RCV sobre o setor Pacífico do oceano Austral com a (des)aceleração da CCA durante o inverno (verão) austral. Os autores também des-

cobriram que parte da variabilidade temporal do RCV corresponde ao ciclo anual e às oscilações com períodos de 150 dias. Como mostrado na Figura 4.9-c, o máximo positivo de RCV estende-se desde a Passagem de Drake até a parte mais leste da área de estudo. Esse padrão mostra a diferença entre as forçantes da circulação superficial na parte sul do domínio e ao norte de 45°S como também já foi exposto por Vivier et al. (2001).

4.1.3.2 Baixa frequência (t > 37 meses)

A somatória das três primeiras FOE de baixa frequência representam um total de 58,2%, 41,8% e 48,2% da variabilidade para TSM, ANM e RCV, respectivamente (Figuras 4.11, 4.13 e 4.15). Os primeiros três componentes da FOE de TSM explicam 26,6%, 20,2%, 11,4%, cada um (Figura 4.11 a,b,c). A FOE1 de TSM (Figura 4.11-a) apresenta um padrão dipolo entre o centro do Atlântico e a região ao sul 40°S. Esse modo aparenta extrema baixa frequência, com um máximo em aproximadamente 20 anos(Figura 4.12-a). Padrão similar foi obtido por Venegas et al. (1996), onde o primeiro modo do acoplamento entre TSM e PNM apresentou um período oscilatório de 15 anos relacionado à amplificação do anticiclone subtropical, acompanhado por flutuações norte-sul de uma estrutura dipolar da TSM. Sinais opostos podem ser observados nas regiões do Zapiola e do Plateau de Rio Grande, sugerindo que ambos sistemas estão fora de fase em oscilações de baixa frequência. Saraceno et al. (2009) foram os primeiros autores a observar variabilidade de baixa frequência no Zapiola associada à circulação atmosférica. Os autores registraram a existência de um sinal (maior que 4,3 anos) associado com a energia cinética de vórtices e com a variabilidade do RCV de baixa frequência. Como sugerido pelos autores, o RCV parece ser a forçante desse padrão espacial, como será discutido posteriormente.

A FOE2 de TSM (Figura 4.11-b) mostra um padrão espacial de larga escala onde TSM negativas vão desde a Passagem de Drake, passando pela plataforma argentina e transpondo o Atlântico entre 40°S e 50°S. Esse modo apresenta escala de oito anos (Figura 4.12-b), a mesma verificada por Venegas et al. (1996) no seu segundo modo, caracterizado por deslocamentos leste-oeste do centro do anticiclone. Essa situação é associada às anomalias negativas de TSM próximas à costa africana, com flutuações fortes com períodos entre 6 e 7 anos. Entretanto, este padrão parece estar vinculado à alterações nas rotas fria e quente e também no Corredor da CSA, como se a intrusão de massas de águas anomalamente frias estivesse alterando toda a região onde a FOE aparece negativa.

Por fim, a terceira FOE para TSM (Figura 4.11-c) representa 11,4% da variabilidade

Figura 4.11 - FOE baixa frequência para TSM, onde a), b) e c) correspondem aos três primeiros modos de variabilidade (^{o}C).

Figura 4.12 - Séries de FOE baixa frequência para TSM.

total, com período oscilatório de 4 anos (Figura 4.12-c). Essa é caracterizada por anomalias positivas na plataforma continental argentina, no Zapiola, na região da CSA e ao norte do Corredor de vórtices das Agulhas. Entretanto, a FP, o vazamento das Agulhas e a região entre 20°S e 40°S, desde a costa da América até 18°W, apresentaram sinal negativo. Em Venegas et al. (1996), uma oscilação de quatro anos foi correlacionada com ENOS para o terceiro modo encontrado. Esse foi caracterizado como um deslocamento norte-sul do anticiclone, com flutuações de TSM sobre a banda latitudinal de 25 a 30°S. A variabilidade interanual de TSM foi descrita em Campos et al. (1999), onde os autores observaram a presença de águas anomalamente frias e de baixa salinidade no interior da plataforma continental sul-americana, entre 22°S e 27°S. Essas feições são correspondentes as observadas na segunda (Figura 4.11-b) e na terceira (Figura 4.11-c) FOE.

A primeira FOE de ANM representa 16,5% da variância total, com uma oscilação decenal (Figura 4.14-a). Essa FOE divide o Atlântico Sul em três zonas onde a parte norte (de 10°S a 20°S) apresenta anomalias negativas (Figura 4.13-a). Na área central, pode-se verificar anomalias positivas entre 20°S e 40°S, incluindo a plataforma argentina. Finalmente, a terceira parte mais ao sul é predominantemente negativa. Esse padrão é muito similar ao obtido por Witter e Gordon (1999), onde a única diferença é o sinal sobre o Zapiola. A primeira FOE desses autores respondia por

Figura 4.13 - FOE baixa frequência para ANM, onde a), b) e c) correspondem aos três primeiros modos de variabilidade (mm).

Figura 4.14 - Séries de FOE baixa frequência para ANM.

54% da variância filtrada de ANM. Esse padrão espacial foi atribuido às mudanças de larga escala na circulação do giro subtropical, representadas por variações interanuais, onde variações do nível do mar podem ser resultado de mudanças na dinâmica das correntes geostróficas superficiais ou da expansão estérica local.

A segunda FOE para ANM define 13,9% da variância total (Figura 4.13-b) e é representada por um conjunto de ondas interativas entre si (Figura 4.14-b). Nesse padrão, os Corredores da CSA e dos vórtices das Agulhas possuem sinal negativo. Esse sinal negativo também aparece ao longo da CB e ao redor do Zapiola. A área com valores mais positivos é o interior do Zapiola. A terceira FOE de baixa frequência de ANM (Figura 4.13-c) é representativa de 11,4% da variância. Esse padrão é composto por pelo menos três ondas com períodos de 8, 6 e 4 anos (Figura 4.14-c). O padrão espacial apresenta mais estruturas negativas como o Corredor dos vórtices das Agulhas, o Corredor da CBe e a região do Vazamento das Agulhas. Haarsma et al. (2005) demonstraram, através de modelarem numérica, que anomalias na região sudeste do Atlântico Sul são subduzidas e advectadas em direção à costa norte brasileira em um período de aproximadamente 6 anos. Esse mesmo período foi obtido por Cecilio et al. (2014), para energia cinética de vórtice dentro Atlântico Sul associadas ao vazamento das Agulhas. As oscilações de ANM com bandas de 3,5, de 5,2 a 5,7, de 7 a 8,5 e de 10 a 13, 9 anos foram associadas com sinais de circulação

Figura 4.15 - FOE baixa frequência para RCV, onde a), b) e c) correspondem aos três primeiros modos de variabilidade (N.m^{-2}).

Figura 4.16 - Séries de FOE baixa frequência para RCV.

atmosféricos de larga escala (UNAL; GHIL, 1995; JEVREJEVA et al., 2006; JEVREJEVA et al., 2008), os quais geraram uma resposta do nível do mar através de uma série de processos. Dentre eles, uma mudança na pressão atmosférica modificaria o RCV, que por sua vez alteraria os fluxos ar-mar.

As três primeiras FOEs de baixa frequência para o RCV representam 20,2%, 15,7% e 12, 3% da variância total, respectivamente. Todos os três apresentaram padrões espaciais de larga escala bem configurados, o que certifica a existência de uma baixa frequência, apesar dessa não ser representativa de uma grande fração de variabilidade. A FOE1 (Figura 4.15-a) apresenta um padrão espacial similar ao da média do RCV (ver Figura 4.19-a). A diferença entre eles é que na FOE1, a FST está deslocada para o sul. Valores positivos estão confinados ao sul de 50°S, centrados entre 35°S e 40°S e de 10°S a 20°S. Este centro positivo é rodeado de regiões negativas, sugerindo uma intensificação do Giro Anticiclônico. Os períodos de 6 e 10 anos são característicos desse modo (Figura 4.16-a). A FOE2 enfatiza o Atlântico leste (Figura 4.15-b), onde um dipolo ocorre com periodicidade de 12 anos (Figura **??**-b). Como discutido acima, o segundo modo corrobora com a hipótese da modulação do Vazamento das Agulhas pela alteração no campo de vento. Por outro lado, a FOE3 elucida a importância do Atlântico sudoeste, e possivelmente retrata a contribuição do Pacífico via Passagem de Drake, dirigida por mudanças no RCV (Figura 4.15-c)

a cada 3-4 anos (Figura 4.16-c).

4.1.4 Sumário

O ciclo anual é responsável por mais de 60% da variabilidade da TSM no Atlântico Sul. Sobre a plataforma continental sul-americana, esse valor sobe para 90% da variância. As exceções são as regiões de ressurgência, a Passagem de Drake, ao redor do Zapiola e de 55°S a 60°S, onde a importância desses harmônicos é de aproximadamente 70%. Entretanto, o ciclo anual representa menos de 20% e de 15% do total da variância para o ANM e para RCV, respectivamente. Esses resultados mostram que 40%, 80% e 95% da variância para TSM, ANM e RCV, respectivamente, é dirigida por processos anômalos no Atlântico Sul.

Quando as séries temporais anômalas são analisadas, a variabilidade de alta frequência domina a variância de RCV em mais de 90%. As altas frequências de TSM e ANM estão associadas aos processos sobre as plataformas continentais, ao redor do Zapiola e ao longo do Corredor de vórtices das Agulhas. Essas são correspondentes a mais de 70% da variância para essas regiões. Contudo, é importante observar as limitações da altimetria sobre as platafornas continentais, devido principalmente, aos probelamas de resolução de maré e de representação do geóide. A baixa frequência parece ser importante no noroeste e no sudeste do Atlântico, contribuindo de 30% a 50% da variância do Atlântico Sul nessas regiões. A baixa frequência de RCV somente é importante nas regiões onde a ressurgência costeira ocorre (aproximadamente 10%). A variância de alta frequência é uma ordem de magnitude maior que a de baixa para TSM e ANM, e seis ordens maior no caso do RCV.

Os padrões de alta frequência foram expostos pelos primeiros modos de FOE. TSM e RCV apresentaram padrões espaciais de larga escala, enquanto a ANM mostrou um comportamento bastante ruidoso, demonstrando a importância dos processos de mesoescala na configuração dessa variável. A TSM apresentou um dipolo entre sudoeste-nordeste. Essa configuração pode ser associada às mudanças na circulação superficial da atmosfera, uma vez que os valores negativos são correspondentes à posição climatológica do centro de alta pressão do Atlântico Sul como observado em Venegas et al. (1996). A FOE de alta frequência para ANM apresentou feições de mesoescala que se assemelham à ondas em propagação desde a Passagem de Drake, amplificadas ao redor do Zapiola e da CBM e que cruzam o Atlântico até a ponta sul da África. O RCV apresentou oscilações com frequência muito alta, mas com uma configuração de larga escala bem configurada. Os resultados para esta variável mostraram deslocamento para o sul do sistema dos ventos de oeste. White e Annis

(2003) encontraram em todas as correntes de borda oeste e também na CCA, sinais de TSM associados com os vórtices de mesoescala. Segundo os autores, as anomalias de temperatura alteram o cisalhamento superficial do vento e criam RCV de mesoescala, capaz de modificar a dinâmica do vórtice em um processo de retroalimantação. Resultados similares podem ser observados quando comparamos mínimos e máximos do ciclo anual obtidos para ANM (Figura 4.6-a,b) e RCV (Figura 4.7-a,b). Através dessas imagens, é possível verificar que ambos estão relacionados entre si, nas regiões ao sul da África e na bacia argentina. Nessas regiões, o máximo da variância do ciclo anual para ANM é congruente com o máximo da variância do RCV, indicando que o calor presente na coluna de água altera a circulação atmosférica logo acima.

A análise das FOEs de baixa frequência para as três variáveis mostra que, apesar da baixa frequência não representar grande parte da variância do Atlântico Sul, é possível afirmar que os modos obtidos nas FOE não são ruídos, pois esses apresentaram padrões de larga escala bem configurados nos componentes principais. Em termos de TSM, todos os três primeiros modos revelaram possíveis mudanças em massas de água e alterações que estão relacionadas às variações do conteúdo de calor na coluna de água. As FOEs de baixa frequência para ANM também apresentaram padrões de bacia, apontando para a região de latitudes médias como as reguladoras da variabilidade de baixa frequência do Atlântico Sul. Essa variabilidade é possivelmente dirigida pelo deslocamento meridional dos sistemas de frentes oceânicas, devido aos processos de trocas inter-oceânicas. Já as FOEs de RCV apontam para mudanças nos sistemas de ventos de leste e oeste, onde o segundo modo dessa variável sugere a intensificação dos ventos na borda sul africana, aumentando a intrusão de águas frias por afloramento.

4.2 Variabilidade climática do Atlântico Sul em anos de ENOS

Nesta seção é proposto que alterações na variabilidade dos padrões de vento modificam o bombeamento de Ekman (BEk) e a profundidade da camada de Ekman (PCEk). Como consequência dessa variabilidade, o conteúdo de calor da camada de mistura passa a ser importante na manutenção das anomalias de TSM. Os resultados expostos aqui foram obtidos a partir das saídas obtidas com o modelo ROMS. A primeira subseção apresenta os resultados que caracterizam a variabilidade média da TSM, salinidade, RCV, BEk, PCEk, CCT, CCs e PCM. Em seguida, as mesmas variáveis são observadas para composições feitas para meses de El Niño e La Niña.

O modo mais importante de variabilidade interanual no sistema oceano-atmosfera é o ENOS, pois esta oscilação afeta o clima global. Mudanças na circulação de Hadley (ZHOU; LAU, 2001) relacionadas ao ENOS são responsáveis pela variabilidade climática interanual nos trópicos. Durante o El Niño, ocorre um aquecimento anômalo da troposfera no Pacífico equatorial que estabiliza o ambiente, causando redução de convecção úmida. Como resultado, a energia da camada de mistura em forma de calor latente é acumulada (BROWN; BRETHERTON, 1997). Essa energia gera uma pressão que reduz a evaporação do oceano para a camada limite atmosférica e, por conseguinte, um aquecimento da camada de mistura oceânica. Esse processo denominado de mecanismo de temperatura troposférica, é uma importante forma de teleconexão do El Niño com os trópicos (CHIANG; SOBEL, 2002; CHIANG; LINTNER, 2005).

Não obstante, as teleconexões do ENOS com outros oceanos são estabelecidas através de trens de ondas de Rossby ou de circulações zonais associadas ao aquecimento anômalo tropical (NOGUÉS−PAEGLE et al., 2002). Durante o El Niño, ocorre a intensificação do jato subtropical em altos níveis, devido aos trens de ondas de Rossby. Esses se propagam desde o Pacífico equatorial e aumentam a advecção de vorticidade ciclônica sobre o sudeste da América do Sul (GRIMM et al., 2000). Durante o verão austral, o jato subtropical desloca-se para o sul e enfraquece o mecanismo em altos níveis, causando a diminuição do sinal anômalo do ENOS (BARREIRO, 2009).

White e Peterson (1996) concluíram que a circulação oceânica transmite os sinais do ENOS das baixas latitudes para as altas via Onda Circumpolar Antártica (OCA). Os autores observaram o sinal da OCA na TSM do Pacífico sudoeste subtropical, viajando para sul e para leste em direção ao oceano Austral, de onde propaga-se ao redor do globo via CCA. As anomalias de TSM desenvolvem-se em resposta aos eventos ENOS ao longo do equador e se propagam para o sul paralelamente

às anomalias de PNM. Peterson e White (1998) investigaram em maiores detalhes a ligação entre CCA e ENOS. Eles confirmaram a importância das anomalias de TSM no Pacífico sudoeste em gerar o sinal da OCA e permitir sua propagação ao redor do globo. Observou-se que grande parte da anomalia de TSM tropical sendo advectada para norte, ou seja para dentro do Atlântico Sul e do Índico, alcançando as áreas tropicais de cada bacia entre 6 e 8 anos depois de seu surgimento, no Pacífico equatorial (TURNER, 2004).

Em menores escalas temporais, anomalias no vento induzidas pelo ENOS são as maiores forçantes de mudanças nas temperaturas do oceano, através de alterações nos fluxos de calor superficial, no transporte de calor meridional de Ekman e no BEk((COLBERG et al., 2004)). Colberg et al. (2004) observaram que as anomalias de temperatura na superfície do oceano são resultantes de forçantes atmosféricas geradas pelo ENOS, com defasagem de uma estação.

A ocorrência de anomalias de TSM durante o ENOS, sugere que essa oscilação é uma das possíveis forçantes da variabilidade no Atlântico Sul. Essa hipótese foi suportada por Venegas et al. (1996), que encontraram alta correlação entre os modos acoplados de anomalias de TSM e de pressão atmosférica com o ENOS. O padrão espacial associado sugeriu um deslocamento norte-sul do anticiclone subtropical, implicando em modificações do giro. Outro estudo encontrou correlações entre o gradiente meridional de TSM e o Índice de Oscilação Sul (MELICE; SERVAIN, 2003). Alexander et al. (2002) mostraram que o Atlântico Sul tende a aquecer (resfriar) durante os eventos El Niño (La Niña).

Haarsma et al. (2005) sugerem que na camada de mistura oceânica, o transporte de Ekman e os fluxos turbulentos de calor na interface ar-mar contribuem para geração dos modos dominantes da variabilidade acoplada da TSM. Estes autores mostraram que uma parcela da variabilidade de TSM observada no Atlântico Sul seria causada pela advecção de intensos gradientes de TSM pela CB. Lentini et al. (2001) também buscaram relacionar o ENOS às anomalias de TSM propagando-se na região da plataforma continental e do talude da América do Sul. A partir de dados de satélite entre 1982 e 1994, entre as latitudes de 22°S e 42°S, os autores observaram a presença de 20 anomalias de TSM (13 frias e 7 quentes) que ocorreram imediatamente após eventos ENOS. Esses resultados suportam a hipótese de que águas anomalamente frias (quentes) sobre a plataforma continental e talude se deslocariam desde a Argentina até o Brasil em períodos de até um ano após os eventos de El Niño (La Niña). Severov et al. (2004), com base em 13 anos de dados de TSM, relacionaram

os eventos de El Niño (La Niña) a uma diminuição (aumento) da TSM sobre a CM e a um aumento (diminuição) da TSM sobre a CB, simultaneamente.

Em contrapartida, Barreiro (2009) mostrou que o Atlântico Sul modifica o efeito remoto do ENOS. O Atlântico Sudoeste responde ao sinal do ENOS através do aquecimento (resfriamento) oceânico durante a fase positiva (negativa), devido às alterações nos fluxos de calor superficiais. Esse aquecimento oceânico modifica a evolução das anomalias atmosféricas através de retroalimentação da termodinâmica local, resultando na persistência do distúrbio atmosférico inicial (BARREIRO, 2009). Além de influenciar e ser influenciado pelas condições locais, os episódios de ENOS podem afetar e serem afetados por outros padrões atmosféricos, como a Oscilação Decenal do Pacífico (ANDREOLI; KAYANO, 2005), a Oscilação Multidecenal do Atlântico (RODRIGUES et al., 2011) ou pelas anomalias de TSM no Atlântico Tropical (NOBRE; SHUKLA, 1996; GIANNINI et al., 2001; ALEXANDER et al., 2002). Por conseguinte, a influência do ENOS sobre a circulação da América do Sul pode ser modulada por essas interações (PEZZI; CAVALCANTI, 2000; ANDREOLI; KAYANO, 2005; RODRIGUES et al., 2011). Modulações do anticiclone do Atlântico Sul e dos ventos alísios e de oeste, sugerem que o padrão Pacífico/América do Sul é importante na evolução das anomalias (COLBERG et al., 2004). As modulações do anticiclone são também muito importantes para o modo climático dominante descrito por Venegas et al. (1996) e para os eventos de resfriamento ou aquecimento da CBe (FLORENCHIE et al., 2003). Não obstante, Sterl e Hazeleger (2003) estudaram a variabilidade acoplada do oceano com a atmosfera no Atlântico Sul e mostraram que as anomalias de TSM são, na maior parte das vezes, induzidas por anomalias na circulação atmosférica através de fluxo de calor latente e mudanças na profundidade da camada de mistura (PCM). Os autores também deduziram que a variabilidade do Atlântico Sul independe da variabilidade de outros oceanos, sendo que somente foi encontrada relação com o ENOS.

4.2.1 Variabilidade média

A média anual e o desvio de TSM (Figura 4.17-a,b) são muito similares aos descritos no capítulo 4.1, para as componentes do ciclo anual (máximo, mínimo e amplitude). O desvio padrão da TSM (Figura 4.17-b) é comparável a amplitude do ciclo anual (Figura 4.5-c), pois apresenta os maiores desvios no Atlântico Sudoeste, seguido pela região central do Atlântico Sul e pela região noroeste próxima à costa africana. Contudo, os desvios padrão são menores que as amplitudes apresentadas anteriormente. O modelo representa satisfatoriamente o ciclo anual médio da TSM, pois quando

comparado com os dados ERSST, os valores são muito próximos e os padrões espaciais, muito similares.

A média anual e o desvio padrão para salinidade superficial são apresentados na Figura 4.17-c,d. As maiores médias ocorrem na região mais equatorial, associadas à região de maior evaporação. Essa região foi descrita em Stramma e England (1999) como área de formação da Água Tropical, quente e salina. Diferenças de salinidade superficial média são bastante visíveis entre as bordas leste e oeste da bacia, devido principalmente à distribuição das correntes superficiais, onde maiores salinidades (>37) estão associadas à CB e à CSE, enquanto menores salinidades dizem respeito às regiões polares e à CM. A influência do Índico é também observada na média da salinidade presente na região do Vazamento das Agulhas e ao longo da região de propagação da CBe. O Zapiola apresenta salinidade média em torno de 34,5 no interior do giro. Ao redor desse, a salinidade maior em torno de 35, a mesma encontrada na FST.

Ao contrário do desvio padrão observado no campo de TSM, a salinidade apresenta seus maiores desvios em áreas complementares aos daquela variável. A exceção a essa regra é a região da frente da CBM e as costas do Uruguai e sul do Brasil, onde os desvios são superiores a 0,5. Essa região apresenta os maiores desvios de todo o domínio, os quais estão aparentemente ligados às flutuações de descarga do Rio da Prata e às mudanças no transporte da CB. As áreas que apresentaram maiores desvios de salinidade são o nordeste do Atlântico e o setor do oceano Austral (latitudes maiores que 55°S (0,25)), seguidas da região mais equatorial (0,2). A CM, a FST, o centro do Zapiola e o Vazamento das Agulhas apresentaram desvios padrão próximos a zero, indicando a baixa variabilidade climatológica da salinidade. Os locais aonde o desvio padrão foi muito baixo podem estar associados às oscilações de baixa frequência apresentadas no capítulo 4.1.

O CCT calculado para o Atlântico Sul apresenta distribuição espacial similar à encontrada para temperatura, com valores maiores associados às baixas latitudes (Figura 4.18-a). Os resultados mostram que a batimetria passa a ser importante na distribuição dessa variável em latitudes médias e baixas, onde regiões mais rasas apresentam menor conteúdo de calor independentemente da latitude e da temperatura de superfície. Os maiores valores ultrapassam 2,5x10^{10} J.m^{-2} no Atlântico noroeste, e estão localizados na região de máxima salinidade. Os menores valores são inferiores a 0,5x10^{10} J.m^{-2} e estão associados às águas frias das regiões mais polares e às baixas profundidades das plataformas continentais. Zonas de elevações

Figura 4.17 - Média anual e desvio padrão para TSM (a,b) e salinidade (c,d). Obtidos através do modelo ROMS entre 1993-2007.

Figura 4.18 - Média anual e desvio padrão do a) CCT, b) CCs e c) PCM. Obtidos através do modelo ROMS entre 1993-2007.

submarinas, como é o caso do Zapiola, do Plateau de Rio Grande e da Cordilheira de Walvis apresentam médias de 1,3x10^{10} J.m^{-2}. Quando o desvio padrão é analisado (Figura 4.18-b), as latitudes médias assumem os valores mais altos, estando concentrados na região da CBM e na zona do Vazamento das Agulhas, ultrapassando 3x10^9 J.m^{-2}. A importância das latitudes médias na variabilidade do conteúdo de calor é enfatizado pois apresenta os segundos maiores valores de desvio padrão entre 30°S e 40°S. Os valores altos de desvio podem estar relacionados ao aumento global das anomalias de conteúdo de calor durante o último século (LEVITUS et al., 2005).

Desse calor total, apenas aquele localizado na camada de mistura está potencialmente disponível para processos termodinâmicos superficiais. A Figura 4.18-c mostra que o conteúdo de calor disponível está principalmente localizado nas latitudes subtropicais, associado à CRMA, onde os valores variam de 10 a 18x10^9 J.m^{-2}. O gráfico destaca a importância da CB e da CBM ,com valores entre 11 e 14x10^9 J.m^{-2}. A FST apresentou conteúdo de calor na ordem de 6x10^9 J.m^{-2}. Os maiores desvios padrão são da ordem de 6 a 7x10^9 J.m^{-2} e estão concentrados na região noroeste, nordeste e ao longo do corredor da CSA. O cone formado entre os corredores da CSA e da CBe apresentou valores entre 2 e 5 x10^9 J.m^{-2}. Esses resultados mostram a importância da CRMA, da região da CBM e da influência do Índico em disponibilizar calor para o Atlântico. Não obstante, o CCs tem maior variabilidade nas latitudes médias e também na bacia de evaporação no Atlântico noroeste. Entretanto, essas regiões modificam massas de água de formas diferentes.

A PCM é apresentada na Figura 4.18-e. Para as regiões de plataforma, a camada de mistura apresentou profundidade inferior a 200 m, com desvio padrão inferior a 50 metros. As camadas de mistura mais profundas ocorreram ao redor do Zapiola e ao longo do corredor da CBe e apresentaram os maiores desvios padrão, de até 500 metros (Figura 4.18-f). As regiões com PCM em torno de 350 m, com desvio padrão de mesma escala, correspondem às áreas de maior CCs, nas latitudes médias. Esse resultado mostra uma camada de mistura muito variável, capaz de chegar próxima a superfície (propriedade necessária para a ventilação) e afundar até aproximadamente 900 m (propriedade necessária para isolar o conteúdo de calor). A região com maior desvio padrão é a da FST, onde esse é superior a 400 m.

A média anual e o desvio padrão para o RCV, para profundidade da PCEk e para o BEk estão expostos na Figura 4.19. A média anual do RCV para o Atlântico Sul apresenta valores máximos negativos próximos às zonas costeiras ($>$ -5 x10^{-7} N.m^{-2}), na FST (-3x10^{-7} N.m^{-2}) e no setor do oceano Austral (-2x10^{-7} N.m^{-2}).

Máximos positivos são vistos em pontos isolados afastados da costa africana (5x10^{-7} N.m^{-2}), na região da CBM (1,5x10^{-7} N.m^{-2}) e na região da CBe (2x10^{-7} N.m^{-2}) (Figura 4.19-a). Os maiores desvios padrão estão localizados nas regiões costeiras, onde ocorre ressurgência (> 3x10^{-7} N.m^{-2}) e sobre as frentes da CCA. O maior desvio padrão observado sobre a CCA é congruente com os resultados observado por Orsi et al. (1995), que concluíram que a variabilidade da CCA é dirigida pelo RCV.

As Figuras 4.19-c,d apresentam a média anual e o desvio padrão da PCEk, respectivamente. A PCEk tem profundidades menores que 20 metros nas latitudes médias, de leste a oeste e sobre a plataforma continental sudeste Sul-americana. Maiores profundidades aparecem na região equatorial, podendo ser superiores a 140 metros. Abaixo de 40°S, a PCEk aumenta e varia entre 40 e 90 m. No entanto, a distribuição espacial do desvio padrão dessa variável aponta para maior variabilidade nos corredores do Atlântico Sul e na região da CCA, onde chegam a 17 metros. O corredor de vórtices da CA apresenta desvios de até 25 m na PCEk nos extremos leste e oeste da área de estudo. Em 30°S, o desvio padrão não ultrapassa 12 m, reflexo da baixa atmosférica em superfície.

Por fim, o BEk é analisado nas Figuras 4.19-e,f. Os maiores valores médios estão próximos às zonas costeiras, como esperado, indicando zonas de ressurgência (> 60 m.ano^{-1}). Outras regiões também apresentaram valores positivos, como a FST, onde a taxa de afloramento é de 30 m.ano^{-1}, um pouco maior que a observada em outras regiões do oceano Austral (20 m.ano^{-1}). O Atlântico Sudoeste aparece com valores negativos em torno de -40 m.ano^{-1}, apontando a região como formadora de massas de água. Assim como o Atlântico Sudoeste, o corredor da CBe também apresenta valores negativos, representando um bombeamento desde a superfíce em torno de -30 m.ano^{-1}. Os maiores desvios ocorrem sobre as plataformas continentais e na CCA. As regiões do vazamento das Agulhas e da CSA também apresentaram desvios relativamente maiores (> +20 m.ano^{-1}). Desvios de BEk superiores a +20 m.ano^{-1} podem ser observados na CBM, ao longo da CSA e na região da Bacia do Brasil. Já a CB apresentou valores maiores que +30 m.ano^{-1}.

Quando comparados os valores da média anual da PCEk com a PCM, as regiões da plataforma continental sul-americana, a costa da África e a FST apresentaram profundidades semelhantes, considerando também os desvios padrão. Esse resultado mostra que nesses locais o conteúdo de calor é aprisionado ou liberado da termoclina via BEk.

Figura 4.19 - Componentes médias do ciclo anual e desvio padrão para a-b) RCV (N.m^{-2}), c-d) Profundidade da PCEk (m) e e-f) BEk (m.ano^{-2}). Obtidos através do modelo ROMS entre 1993-2007.

4.2.2 Composição de eventos El Niño entre 1993 e 2007

As anomalias das mesmas variáveis foram analisadas para uma composição de cenários El Niño entre 1993 e 2007, cujos resultados podem ser vistos nas Figuras 4.20, 4.21 e 4.22. As anomalias de TSM dividiram o Atlântico Sul em duas regiões, sendo a parte noroeste positiva, com anomalias entre +0,2^{o}C e +0,6^{o}C (junto a costa africana) e a parte sudoeste, com anomalias negativas entre -0,2^{o}C e -0,4^{o}C(Figura 4.20). Esse padrão espacial é comparável ao primeiro modo descrito por Venegas et al. (1997), que mostraram a intensidade do centro de alta pressão do Atlântico Sul variando na escala temporal de 14 a 16 anos, além de um padrão dipolo para TSM, com um centro localizado no Atlântico Sul equatorial (centrado em 17°S, 12°W) e outro, com sinal oposto, centrado em 40°S e 25°W. Esse padrão espacial de anomalia de TSM foi denominado de Dipolo do Atlântico Sul (DAS) (BOMBARDI; CARVALHO, 2011; NNAMCHI et al., 2011). O DAS positivo (negativo) apresenta um centro de anomalia positiva (negativa) de TSM na parte norte, outro centro de anomalia negativa (positiva) no Atlântico Sul extratropical, e está relacionado ao enfraquecimento (intensificação) do centro de alta pressão do Atlântico Sul (VENEGAS et al., 1997). Segundo Bombardi e Carvalho (2011), esse modo de variabilidade seria independente do ENOS. Entretanto, os resultados aqui observados indicam o contrário.

A região da CBM apresentou as maiores anomalias, sendo essas negativas na região da frente oceânica (-0,8^{o}C) e positivas na costa do Uruguai (+0,8^{o}C), no talude argentino (+0,3^{o}C), na FST (+0,6^{o}C) e na Passagem de Drake (+0,2 a +0,4^{o}C). Alguns núcleos positivos também foram encontrados entre 35°S e 40°S na borda leste (Figura 4.20-a). Esses resultados mostram a conexão entre a Passagem de Drake e a CM, uma vez que anomalias positivas são predominantes desde a parte sul da CBM até o Drake. Não obstante, anomalias na FST e ao longo de 30°S-40°S indicam alterações no corredor da CSA.

As maiores anomalias apresentaram desvios padrão superiores +1,2^{o}C, apenas um pouco menores que os desvios correspondentes às anomalias da CBM ($>$ +1,4 ^{o}C). A CM e a região entre 20°S e 30°S do lado oeste (Figura 4.20-b) apresentaram desvio padrão intermediário (+0,7^{o}C). O Atlântico Sul apresentou desvios inferiores a 0,4^{o}C, entretanto esses valores são comparáveis às médias das anomalias. Dessa maneira, quando levados em consideração desvios de 0,8^{o}C, a CB passa a ser importante, assim como a CM e a CCA.

A forte anomalia negativa de TSM na região da CBM vai de encontro ao obser-

vado por outros autores em eventos específicos. Silveira e Pezzi (2014), através de modelarem numérica, observaram anomalias positivas de TSM para o outono de 1992, evento relacionado à fase positiva do ENOS. Contudo, essas anomalias positivas eram superficiais, pois encontravam-se aprisionadas nos primeiros 100 metros do oceano, seguidas de anomalias negativas por toda coluna de água. Segundo Lentini et al. (2001), através de imagens de satélite, o ano de 1992 foi caracterizado por advecção de anomalias negativas de TSM de norte para sul, concordando com o resultado exposto nesta tese.

A análise da salinidade apresentou um padrão diferente do observado para TSM porém, em ambos os casos, a CBM apresentou as maiores anomalias (>0,2). As anomalias de salinidade não configuraram um padrão dipolo, mas apontam para um padrão mais zonal. Anomalias positivas podem ser observadas na região mais polar do domínio, assim como no nordeste do Atlântico (Giro da Angola, < 0,2). Uma faixa zonal de anomalias positivas (0,05) divide o Atlântico em 30°S. Assim como na TSM, os valores mais altos estão sobre a CBM e FST, superando 0,2 para as regiões positivas e negativas. A configuração de salinidade para CBM apresentou dois núcleos, sendo um positivo mais ao norte e um negativo mais ao sul. O mesmo foi observado por Silveira e Pezzi (2014) para o ano de 1992. Não obstante, os autores observaram que as anomalias negativas e intensas de salinidade estenderam-se até 500 m de profundidade. O desvio padrão da salinidade está exposto na Figura 4.20-d, onde as áreas com maiores valores são a região noroeste do domínio e o setor austral (0,5). A CBM e alguns pontos em 30°S também apresentaram desvios superiores a 0,5. O desvio positivo no centro sul do domínio indica a formação de massas de água anomalamente mais salgadas, contudo mais frias.

As anomalias de CCT para composição El Niño podem ser vistas na Figura 4.21-a, onde o Atlântico Sul passa a ter um dipolo, ou seja, positivo a nordeste e negativo a sudoeste. A exceção a esse padrão é a região do Zapiola e parte da Passagem de Drake, que também apresentam anomalias positivas. Willis et al. (2004) observaram nos trópicos, anomalias de conteúdo de calor negativas relacionadas ao episódio de El Niño 1997-98. Segundo os autores, parte desse calor parece ter sido exportado dos trópicos para latitudes maiores. Esse processo caracterizaria as fortes anomalias observadas nas latitudes médias e a fraca anomalia negativa na região tropical. As maiores anomalias ocorrem na CBM e na região FST, ultrapassando o valor de 6 x10^8J.m^{-2} negativo para CBM e positivo para FST. Não obstante, Willis et al. (2004) observaram que o aquecimento tropical e os sinais de resfriamento são amplamente confinados nas primeiras centenas de metros da coluna de água. Em contraste, esse

Figura 4.20 - Anomalias de TSM e salinidade para composição de eventos El Niño entre 1993-2007.

Figura 4.21 - Anomalias de CCT, CCs e PCM para composição de eventos El Niño entre 1993-2007.

sinal de aquecimento centrado em 40°S, também observado neste trabalho, espalhou-se mais uniformemente na coluna de água e ao longo da série temporal. O padrão espacial do CCT é muito similar ao observado para TSM. Esse resultado indica o CCT como forçante para variabilidade de TSM para grande parte da área de estudo durante o El Niño, especialmente na CBM.

Mais uma vez, os maiores desvios padrão ocorrem nas latitudes médias, na CBM e no Vazamento das Agulhas. Nesses locais, o desvio é maior que 2x10^{8}J.m^{-2}. Uma variabilidade considerável ocorre ao longo de 30°S, com amplitude de 1,2x10^{8}J.m^{-2}. Esse resultado demonstra o transporte de calor zonal nesta região.

O padrão espacial de distribuição das anomalias de conteúdo de calor da coluna de água é distinto daquele observado para o conteúdo de calor na camada de mistura, apresentado na Figura 4.21-b. Esse resultado demonstra que anomalias superficiais podem ter sido canceladas quando a média da coluna foi calculada, indicando a existência de regiões de CCT negativo. Como pode ser observado, o CCs é maior que CCT, com valores que superam 8x10^{8}J.m^{-2} na área de estudo. Contudo, a CBM segue apresentando as maiores anomalias negativas, de até -8x10^{8}J.m^{-2}, enquanto a região adjacente em direção a mar aberto é positiva ($>$ 2x10^{8}J.m^{-2}). O CCs também apresentou maiores valores de desvio padrão para grande parte da área de estudo, reflexo da interação entre as camadas mais superficiais com a atmosfera, onde os valores de desvio chegaram a 7x10^{9}J.m^{-2} em algumas regiões (Figura 4.21-d). Os altos valores de desvio do CCs mostram a variabilidade dessa variável, associada às zonas de evaporação como o noroeste do Atlântico e o centro do giro de Angola.

A análise conjunta das Figuras 4.20-a,c e 4.21-a,c, indica que as anomalias negativas de temperatura e de salinidade na região da CBM para a composição de El Niño tem forçante oceânica e são reflexo das alterações do conteúdo de calor de toda coluna de água. Por essas anomalias estarem isoladas em uma região restrita, é possível que elas sejam forçadas por um processo anômalo de BEk, que será discutido mais adiante. Por outro lado, como observado por Lyman et al. (2006), a perda de 3,2$\pm$1,1x10^{22}J de calor do oceano global superior entre 2003 e 2005, onde o resfriamento máximo da coluna de água ocorreu em 400 m e em 750 m, foram reflexo da superposição do aquecimento regional com o resfriamento dependente de diferentes profundidades. Os autores também atrelaram essas anomalias à influência da mudança na circulação oceânica e na altura da termoclina.

A Figura 4.21-e apresenta a anomalia da PCM, onde cores quentes (positivo) indicam profundidades mais rasas. As regiões que apresentaram as maiores anomalias

Figura 4.22 - Anomalias médias e desvio padrão de a-b) RCV (N.m^{-2}), c-d) Profundidade da PCEk (m) e e-f) BEk (m.ano^{-2}) para composição de eventos El Niño entre 1993-2007.

positivas foram a CBM (>100 m), parte oeste da FST e a área de vazamento dos vórtices da CA (>60 m). Esse resultado indica que, na CBM o conteúdo de calor de maiores profundidades foi transportando para a superfície, mediante uma anomalia positiva da PCM. Esse processo expõe massas de água de menor salinidade e temperatura na região via ressurgência. Em contrapartida, a FST e a CCA apresentaram um aprofundamento da camada de mistura superior a 100m. Essa variável também apresentou desvios altos. que podem corresponder ao dobro da média das anomalias (Figura 4.21-f). A CCA tem desvio padrão superior a 200m, enquanto a FST e ao longo de 30°S o desvio supera 120m, muito superior à anomalia positiva média de 20 m. Esses resultados mostram a alta variabilidade da camada de mistura nessas regiões.

Pizarro e Montecinos (2004) analisaram as variabilidades interanual e interdecadal da TSM ao longo da costa oeste da América do Sul entre equador e 32°S. Essa foi associada com a dinâmica do ENOS, onde flutuações da TSM estariam associadas aos distúrbios de baixa frequência na termoclina. Os autores observaram que no final da década de 60, a termoclina estava 10m mais rasa que no começo dos anos 80, enquanto as anomalias de TSM mudaram de -0,3 para 0,5 durante o mesmo período. A transição da termoclina de rasa para profunda durante a década de 70 foi consistente com o aumento da temperatura em superfície. Mudanças na profundidade da base da termoclina podem modificar as propriedades da água sub-superficial que alimentam a ressurgência costeira (PIZARRO; MONTECINOS, 2004).

O RCV apresentou anomalias positivas ao longo da região dos ventos de oeste (de 1 a 4x10^{-8}N.m^{-2}) e no braço norte do giro subtropical. As anomalias mais negativas estão vinculadas à CCA e ultrapassam -5x10^{-8}N.m^{-2}, valor dez vezes menor que o observado na média (Figura 4.22-a). Um padrão de estrias dispostas no sentido NW-SE, as quais intercalaram valores negativos e positivos, pode ser observado em toda a região de estudo. Na CBM, uma ampla faixa de anomalias negativas na ordem de -2x10^{-8}N.m^{-2}, indicam ressurgência enquanto, na FST, os valores positivos de RCV mostram subducção. Quando essa figura é comparada aos resultados de PCM, a hipótese acima exposta é corroborada. Em resposta à forçante atmosférica, os maiores desvios padrão do RCV ocorrem ao sul de 40°S (>5x10^{-8}N.m^{-2}), nas regiões costeiras e na CCA, chegando a valores maiores que 9x10^{-8}N.m^{-2}, se aproximando da média (Figura 4.22-b). Contudo, ao norte dessa latitude, os desvios são superiores a 4x10^{-8}N.m^{-2}.

Colberg et al. (2004) encontraram influência significativa do ENOS, através das

anomalias de cisalhamento do vento, nas temperaturas do oceano superficial no Atlântico Sul. Os autores sugeriram, que sob efeito do El Niño, a anomalia negativa de pressão no centro do Atlântico causa um enfraquecimento do ventos alísios e uma intensificação dos ventos de oeste em latitudes médias. Em consequência disso, ocorre a redução do transporte de calor de Ekman para o sul nos trópicos, enquanto o aumento do transporte de calor de Ekman para norte nas latitudes médias gera o aquecimento entre o equador e 25°S e o resfriamento em latitudes médias.

A PCM de Ekman apresentou anomalias positivas máximas (5 m) nos mesmos lugares onde as médias também foram máximas, ou seja, sobre o corredor de vórtices das Agulhas e a sobre a CBe (Figura 4.22-c). As áreas que apresentaram RCV negativo (ressurgência) correspondem às PCEk mais profundas (negativo). Anomalias positivas de PCEk ocupam latitudes ao norte de 30°S, com valores entre 1 e 5 m. A CCA também apresentou anomalias positivas, assim como a plataforma argentina e ao norte de 20°S. Regiões de anomalias negativas estão localizadas na região do Zapiola (-2 m) e entre 45 e 55°S (-2 e -5 m). A Figura 4.22-d apresenta o desvio padrão para a profundidade da PCEk, onde os maiores valores estão sobre a CCA e as regiões costeiras (>9 m) e variam entre 5 e 7 metros para quase todo o Atlântico Sul.

Por fim, as anomalias de BEk apresentam o mesmo padrão espacial do RCV, porém com sinais opostos como pode ser observado na Figura 4.22-e. Os maiores valores estão associados à CCA (>+15 m.ano^{-1}) e às regiões costeiras. A região da CBM apresenta anomalias de 5 a 10 m.ano^{-1}, indicando ressurgência. Ao sul e ao norte, zonas de subducção anômala ocorrem, com valores entre -5 e -10 m.ano^{-1}. Os desvios padrão ultrapassam 45 m.ano^{-1} na CCA e nas zonas costeiras, enquanto que para o restante do domínio, ficam entre 7 e 25 m.ano^{-1}.

4.2.3 Composição de eventos La Niña entre 1993 e 2007

A mesma análise foi feita para o conjunto de meses La Niña entre 1993 e 2007. As anomalias de TSM estão expostas na Figura 4.23-a. A CBM aparece mais uma vez com anomalias maiores (>0,8^{o}C), enquanto os extremos negativos se posicionam ao redor do Zapiola e sobre a plataforma Argentina (0,5^{o}C). As anomalias negativas dominam o Atlântico Sudoeste, a região do corredor da CSA e do corredor da CSE, variando entre -0,2 e -0,6^{o}C. Valores positivos aparecem sobre o oceano Austral, CBe e no nordeste do Atlântico (+0,2±0,6^{o}C). Esse padrão difere do observado para o El Niño em quase todo o domínio, assumindo anomalias de sinais opostos, porém de igual magnitude. A única região com o mesmo sinal, em ambas composições, é a

região do giro da Angola, no NE do Atlântico, a qual apresenta anomalias positivas maiores no El Niño (>0,5^{o}C) e menores na La Niña (0,2-0,3^{o}C). Segundo Florenchie et al. (2003), ondas de Kelvin seriam consideradas importantes para eventos quentes e frios ao norte da região da CBe. De acordo com Colberg et al. (2004), durante o El Niño, as anomalias de temperatura do Atlântico começariam negativas (positivas fracas) nos trópicos (latitudes médias), seguindo para quentes (frias) na fase madura e depois enfraquecidas, ou em algumas áreas, assumindo sinais opostos no outono austral seguinte. Para as anomalias de La Niña foi encontrado o oposto, como observado neste trabalho. Dessa forma, é possível inferir que as médias das anomalias de TSM para ambas as fases corresponde à fase madura do ENOS.

Os maiores desvios padrão de TSM ocorrem na CBM e em algumas regiões ao sul da África, e são superiores a 1,2^{o}C. Regiões de desvio padrão entre 0,6 e 0,8^{o}C, estão associadas à plataforma continental argentina e à FST (Figura 4.23-b). A maior parte do domínio tem desvio padrão em torno de 0,4^{o}C, o que pode ser considerado alto, quando comparado à média das anomalias. Diferente dos resultados encontrados aqui, Silveira e Pezzi (2014) observaram anomalias negativas de TSM na ordem de -0,5^{o}C na região da CBM, para o outono de 1964 (La Niña). Contudo, as anomalias negativas encontraram-se aprisionadas próximas ao talude e nos primeiros metros da coluna de água, enquanto anomalias positivas intensas ocuparam desde até a termoclina aproximadamente 500 m de profundidade.

As anomalias de salinidade tem um padrão espacial um pouco diferenciado do observado para TSM (Figura 4.23-c), apesar da região da CBM continuar apresentando as maiores anomalias. Para a salinidade, as anomalias positivas presentes na CBM ($>$ 0,2) estão associadas à baixa descarga do Rio da Prata, pois se encontram sobre a região da desembocadura do estuário, assim como junto às regiões costeiras. Campos et al. (2008) descreveram variações interanuais da extensão da pluma do Rio da Prata, que transporta águas de baixa salinidade, relacionadas à ocorrência do ENOS. Segundo os autores, durante os anos de El Niño (La Niña), a precipitação e as descargas do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos aumentaram (diminuíram). Os resultados obtidos por Silveira e Pezzi (2014) mostraram exatamente esse padrão para o outono de 1964, que apresentou anomalias negativas para a CBM. No entanto, incursões mais para o norte das águas do Rio da Prata ocorreram durante anos de La Niña, pois embora as descargas do Rio da Prata tenham sido menores, os ventos predominantes de quadrante sul empurram essas águas para norte (CAMPOS et al., 2008). Essas anomalias de salinidade estão conectadas à região de retorno da CM e, consequentemente, à região da FST, as quais apresentaram anomalias posi-

tivas de salinidade. Ao redor do Zapiola, anomalias positivas de (+0,1) salinidade estão intercaladas com negativas (-0,15), indicando uma maior atividade de meso-escala na região. Não obstante, a CB não apresenta anomalias associadas à região da CBM. Aparentemente, apenas a CM tem sua salinidade alterada, indicando seu papel na modulação das anomalias de salinidade. O setor Austral do Atlântico Sul apresentou anomalias positivas com valores superiores a 0,1, mesma observada na CBM. Por fim, a outra região positiva estende-se desde o sul da África até quase 10°S. As regiões negativas estão concentradas do lado leste do Zapiola e ao longo da latitude 35°S, podendo ter valores superiores a -1,0. O Atlântico noroeste também tem salinidade negativa sobre a bacia de evaporação localizada nesta região, parte dessa anomalia pode estar vinculada a um aumento de precipitação local.

Quando o desvio padrão é analisado, a CBM apresenta os maiores valores, que superam 2,0 (Figura 4.23-d), seguida pelo setor Austral (>0,4), região da CM, o Atlântico Noroeste (>0,3) e corredor da SAC. Esse resultado indica que as maiores variabilidades acontecem nos setores Austral e no Noroeste do Atlântico, sugerindo mudanças na CM e CB e por conseguinte, na CBM.

As anomalias de conteúdo de calor da coluna de água para composição La Niña (Figura 4.24-a) estão distribuídas espacialmente de forma distinta da composição El Niño, pois apresentam anomalias com sinais opostos para as mesmas regiões. A principal diferença entre as duas composições reside no corredor da CSA, o qual apresenta anomalias negativas ao longo de toda sua extensão para a composição La Niña. Um núcleo de anomalia positiva ($> 6x10^8 J.m^{-2}$) ocupa o norte da CBM e corresponde aos núcleos de anomalias positivas da TSM e da salinidade discutidos nas Figuras 4.23-a,b. A área de anomalias negativas ($-6x10^8 J.m^{-2}$), ao redor do Zapiola também apresenta reflexo em superfície, através de anomalias negativas de TSM e positivas de salinidade. As regiões que apresentam os maiores valores de conteúdo de calor são as mesmas que apresentam os maiores desvios padrão (Figura 4.24-b), que ultrapassam $2x10^9 J.m^{-2}$, uma ordem de grandeza maior que a média, como é o caso do Atlântico sudoeste. O corredor da CSA tem desvio padrão entre 0,8 e 1,2 $x10^9 J.m^{-2}$, enquanto o restante da bacia varia entre 2 e $6x10^8 J.m^{-2}$.

O conteúdo de calor dentro da camada de mistura apresentou distribuição espacial parecida com a observada no caso da composição de El Niño (Figura 4.24-c). Entretanto, a composição La Niña mostra anomalias positivas maiores, que superam $1x10^9 J.m^{-2}$ em muitos pontos, entre eles o ramo oeste do giro subtropical e o corredor de vórtices das Agulhas. A região da FST também apresenta anomalias positivas

Figura 4.23 - Anomalias de TSM e salinidade para composição de eventos La Niña entre 1993-2007.

Figura 4.24 - Anomalias de CCT, CCs e PCM para composição de eventos La Niña entre 1993-2007.

mais fortes, assim como a região do giro da Angola. As anomalias negativas na CBM desaparecem, e a região passa a ser basicamente positiva. Latitudes maiores apresentaram anomalias positivas menores, condizentes com o restante da coluna de água, como mostrado na figura anterior. As anomalias se concentram sobre a plataforma continental sul-americana, sobre a CSE e em alguns pontos do oceano Austral, como a CCA. Essas não ultrapassam o valor de -0,4x10^9J.m^{-2}, além de refletir as condições de sub-superfície. Lyman et al. (2006) relacionaram o sinal negativo de conteúdo de calor global distribuído pela coluna de água, e também observaram que as anomalias negativas são menores em superfície do que em profundidade.

A distribuição espacial dos desvios padrão (Figura 4.24-d) é similar a observada para a composição El Niño, onde os maiores desvios ocorrem ao longo dos principais corredores, com magnitude na ordem de 10^9J.m^{-2}. Esses podem apresentar valores até dez vezes maiores que os observados na Figura 4.24-c. Os maiores valores correspondem às regiões de maiores anomalias positivas. Considerando que a análise foi aplicada para o período entre 1993 e 2007, é válido destacar que estimativas anteriores da anomalia de conteúdo de calor oceânico global indicaram um aumento de 9,2±1,3x10^{22}J de 1993 a 2003, nos primeiros 750 m de oceano (WILLIS et al., 2004). Esse aquecimento foi seguido de um decréscimo de 3,2±1,1x10^{22}J entre 2003 a 2005 (LYMAN et al., 2006). Esses estudos podem justificar os altos desvios padrão encontrados para as anomalias positivas de CCs encontrados nas duas composições. Já as anomalias negativas apresentaram desvios de mesma magnitude da média das anomalias.

A camada de mistura apresentou anomalias positivas na região do corredor dos vórtices das Agulhas, acima de 15°S e em alguns pontos ao redor do Zapiola. As anomalias chegaram a 100 metros, indicando uma camada de mistura mais rasa que a habitual. O setor mais austral, o sudoeste e a região de influência da CBe apresentaram anomalias negativas, variando entre -20 e -100 metros de profundidade, o que indica um aprofundamento da camada de mistura nessas regiões (Figura 4.24-e). Ao contrário do observado para a composição de El Niño, a PCM apresentou desvios padrão altos em grande parte da área de estudo (Figura 4.24-f), em muitas regiões superando 200 metros.

As anomalias no RCV para os padrões La Niña (Figura 4.25-a) tem distribuição bastante semelhantes à obtida para El Niño, na qual as maiores diferenças são as anomalias negativas distribuídas em duas faixas zonais (58°S e 50°S), onde ocorre ressurgência. Essas regiões correspondem à CCA e à FSA, respectivamente. As ano-

Figura 4.25 - Anomalias médias e desvio padrão de a-b) RCV (N.m^{-2}), c-d) Profundidade da PCEk (m) e e-f) BEk (m.ano^{-2}) para composição de eventos La Niña entre 1993-2007.

malias negativas também se estendem pela região do Zapiola e ao sul da plataforma continental Argentina, com valores superiores a -4x10^{-8}N.m^{-2}. Anomalias positivas aparecem nas bordas continentais, entre 52°S e 57°S, na região do vazamento das Agulhas e entre 30°S e 40°S. As anomalias maiores superam 5x10^{-8}N.m^{-2} nas bordas continentais e no extremo sul do domínio. Os maiores valores positivos e negativos foram os que apresentaram os maiores desvios padrão como pode ser visto na Figura 4.25-b.

As anomalias na PCEk são apresentadas na Figura 4.25-c. Anomalias positivas são dominantes ao sul de 50°S, onde as profundidades aumentaram em até mais 5 m. Além dessas latitudes, do norte da desembocadura do Prata até 20°S, sobre a plataforma continental, a profundidade também apresentou anomalia positiva entre 1 e 4 m. O restante do Atlântico Sul aparece com anomalias negativas, distribuídas principalmente no corredor da CBe, ao sul e no centro da plataforma argentina. Em algumas regiões ocorrem anomalias negativas maiores que 5 m. Os maiores desvios padrão aparecem na região do Vazamento das Agulhas e, em algumas regiões são superiores a 10 m (Figura 4.25-d). Os menores desvios estão na região mais central do domínio, sobre a CCA e sobre a plataforma argentina, não ultrapassando 3 m.

O BEk apresentou o mesmo padrão espacial do RCV, porém com os sinais invertidos. Valores negativos ($\pm$-15 m.ano^{-1}) são associados a subducção, que ocorrem ao longo do percurso da CB e também na região do vazamento das Agulhas (Figura 4.25-e). As regiões de anomalias positivas ficam deslocadas ao sul do domínio e na região da CSE. Ao longo de 45°S, um cinturão de anomalia positiva é observado, na ordem de 12 m.ano^{-1} , indicando ressurgência nessa latitude. Os maiores desvios estão associados às zonas costeiras, à CCA e entre as latitudes de 40°S e 45°S. Esses são, na maioria dos casos, maiores que a média e superam 25m.ano^{-1} (Figura 4.25-f).

4.2.4 Sumário

A variabilidade climática do Atlântico Sul foi analisada entre 1993 e 2007. Deste período, foram criadas composições correspondentes aos eventos positivos e negativos de ENOS no Pacífico. As composições de El Niño e de La Niña foram analisadas separadamente, com objetivo de verificar a influência direta desse fenômeno climático na variabilidade do Atlântico Sul. Para isso, a circulação desse oceano foi simulada no modelo ROMS e, a partir dela, foram obtidas médias e anomalias para temperatura do mar, salinidade e vento. Dessas variáveis e de outros parâmetros disponíveis no modelo, foram calculados o conteúdo de calor, as componentes de Ekman e a PCM. Através da análise conjunta dessas variáveis, os resultados apontaram para

mecanismos geradores de anomalias de TSM e para variabilidade atribuída a cada uma das duas fases do ENOS.

Os resultados para as médias climatológicas mostram que grande parte da variabilidade desse oceano concentra-se no Atlântico sudoeste, principalmente no que se refere à TSM, salinidade e CCT. Contudo, quando a variabilidade atmosférica é levada em consideração, as regiões costeiras, as médias latitudes e a CCA são mais moduladas pelo RCV e tem maior variabilidade. Nessas regiões, o RCV gera BEk e influencia nas primeiras dezenas de metros da coluna de água (20 a 100m). A região da CBM apresenta ressurgência de massas de água na ordem de 50 m.ano^{-1}, enquanto que na região da FST as massas de água afundam numa taxa de 45 m.ano^{-1}. Esse mecanismo é auxiliado pela alta variabilidade da PCM nessas regiões.

O CCT do oceano tem a maior variabilidade associada a essas regiões, com um desvio padrão que varia de 1,5x10^{9}J.m^{-2} a valores superiores a 4x10^{9}J.m^{-2} na CBM, enfatizando o papel das médias latitudes no armazenamento e na redisposição de calor oceânico. O calor disponível para processos de superfície, presente na camada de mistura, apresentou variações na ordem 2x10^{10}J.m^{-2}, sendo que os maiores valores encontram-se entre 20 e 40°S, ligando o sul da África até o Plateau do Rio Grande. Esse resultado mostra o transporte de calor entre os principais corredores do Atlântico Sul.

Os resultados para composição El Niño mostram o Atlântico Sul dividido em duas regiões, quando observada a anomalia de TSM. Uma banda de anomalias negativas, com orientação NE-SW, ocupou de 20°S a 60°S, com exceção da FST e da Passagem de Drake. A CBM apresentou um núcleo de anomalia negativa com valor superior a -0,8^{o}C, o mais intenso da área de estudo. Logo acima, um núcleo positivo (0,7^{o}C) e menor ocupava a região próxima a costa uruguaia. Valores altos de desvio padrão (>0,8^{o}C) ocuparam as médias latitudes, a CB, CCA e CM, indicando que essa variabilidade na CBM é também devida a alterações nessas correntes.

O mapa de anomalia de salinidade apresentou um padrão espacial distinto. Contudo, os dois núcleos de anomalias negativa e positiva na CBM também foram observados para essa variável. O noroeste do Atlântico apresentou anomalias negativas de salinidade, assim como o corredor da CSA e a plataforma argentina. Esse padrão mostra que alterações de salinidade na CB, devido às anomalias de precipitação positiva na sua região de formação, podem ter contribuído para as anomalias de salinidade na região da CBM. Em contrapartida, anomalias positivas de salinidade ocuparam o setor austral, 30°S e o giro de Angola.

Através da análise do conteúdo de calor, é possível afirmar que as anomalias na CBM não são só de origem atmosférica, uma vez que se estendem por toda a coluna de água. Dessa forma, conclui-se que as anomalias de temperatura ocorrem nas massas de água e são expostas em superfície por processo de ressurgência, via BEk. Esse processo foi facilitado também pela camada de mistura estar anomalamente mais rasa. O processo oposto explica as anomalias positivas de temperatura e salinidade na costa do Uruguai e na região da FST. Resultados similares foram obtidos por Colberg et al. (2004). Os autores observaram que, entre 30°S e 40°S, apareceram áreas onde o BEk e a termoclina rasa apresentaram correlação negativa. Esses resultados sugerem que o BEk pode influenciar significativamente na profundidade da termoclina e nas temperaturas de sub-superfície no Atlântico Sul. Durante o ENSO, as temperaturas do oceano superficial são influenciadas por anomalias no cisalhamento do vento induzidas pelo próprio fenômeno.

Entretanto, para a região tropical, o surgimento das anomalias de TSM foram explicados por Giannini et al. (2001). Durante o El Niño, ocorre um aquecimento anômalo da troposfera no Pacífico equatorial, o qual estabiliza o ambiente, causando redução de convecção de umidade. Como resultado, a energia da camada de mistura em forma de calor latente, oriundo da evaporação da superfície oceânica, acumula-se (BROWN; BRETHERTON, 1997). Essa energia gera uma pressão que reduz a evaporação do oceano para a camada limite, gerando um aquecimento da camada de mistura. Esse processo é denominado de mecanismo de temperatura troposférica, e é importante teleconexão do El Niño com os trópicos (CHIANG; SOBEL, 2002; CHIANG; LINTNER, 2005). No Atlântico tropical, esse mecanismo funciona no verão e no outono austrais, quando a TSM está mais elevada e a ZCIT é mais próxima ao equador. A redução da precipitação no Atlântico tropical observada seguida de El Niño é consistente com o enfraquecimento da convecção de umidade (GIANNINI et al., 2001). Estudos de modelagem (CHIANG; LINTNER, 2005; ALEXANDER; SCOTT, 2002) mostraram que, na ausência de dinâmicas oceânicas, o aquecimento do Atlântico tropical ocorre durante o El Niño.

A composição La Niña apresentou anomalias de TSM mais zonais, em faixas de orientação NE-SW, com bandas de anomalia positiva no giro da Angola, no corredor de vórtices da CA e no setor Austral. A região da CBM apresentou um núcleo positivo com anomalia superior a +0,8^{o}C. Já ao redor desse núcleo, sobre a plataforma continental argentina, ao redor do Zapiola e na FST, as anomalias negativas foram dominantes, com valores máximos de -0,6^{o}C. O desvio padrão na CBM ultrapassou o valor de +1,5^{o}C, enquanto que na região da plataforma continental argentina, ao

redor do Zapiola, na FST e ao longo de 30°S, os desvios variaram de +0,4 a +1,2^{o}C, conectando a região com o extremo leste atlântico e com a FST.

As anomalias de salinidade para a composição La Niña apresentaram um padrão espacial diferenciado do observado para TSM, onde as anomalias positivas mais fortes (> +0,2) ocorreram na CBM e no setor Austral. A CM e ao longo da costa africana também apresentaram anomalias positivas, entre +0,05 e +0,1. Anomalias positivas aparecem mais uma vez na FST, ao redor do Zapiola, sobre a plataforma argentina e ao longo de 35°S, variando entre -0,05 e -0,15. O noroeste do Atlântico também apresentou anomalias negativas superiores a -0,1. Contudo, o desvio padrão mostrou uma forte correlação entre as anomalias do NE do Atlântico e do setor austral com a variabilidade da CBM, uma vez que os desvios associados à CM ultrapassam +0,3 e os relacionados à CB são na ordem de +0,2. Contudo, o desvio na região da CBM é superior a +0,6.

A análise da CCT mostrou um padrão espacial similar ao observado para TSM, quando comparadas regiões de anomalias quentes e frias. Porém, quando o conteúdo de calor superficial é considerado, as anomalias negativas desaparecem da região ao redor do Zapiola e todo o centro do Atlântico é tomado por anomalias positivas da ordem de +1x10^{9}J.m^{-2}.

Uma análise geral mostra águas mais quentes e menos salinas, portanto mais leves, sendo transportadas pelo giroo oceânico desde o sul da África pela CBe, CSE, depois pela CB. Essa massa de água possui grande quantidade de calor disponível, devido também a uma camada de mistura anomalamente profunda. O reflexo dessa advecção é sentido na CBM, pelo núcleo positivo de temperatura. Esses resultados parecem estar associados com a variabilidade da Água Modal Subtropical, formada em torno de 35°S sobre a CB, muito leve com temperaturas entre 16 e 18°C, a qual é transportada para o sul e flui abaixo da superfície (STRAMMA; ENGLAND, 1999). Contudo, o núcleo positivo de salinidade não é relacionado à CB, mas sim à CM, que apresentou anomalias positivas de salinidade para a composição La Niña. Na CBM, a densidade é alterada quando as frentes de ambas correntes convergem, com o auxílio da RCV, ocorre subducção local.

Contudo, as anomalias negativas ao redor do Zapiola e na FST não podem ser explicadas pelo mesmo mecanismo. A região apresentou anomalias negativas de RCV, indicando ressurgência local forçada por BEk. Nessa região, tanto a camada de Ekman quanto a de mistura apresentaram um aprofundamento anômalo e um alto desvio padrão. A camada de mistura na região da FST estava 100 m mais profunda

que a média e apresentou desvio padrão superior a 200 m. Apesar do conteúdo de calor ser positivo dentro da camada de mistura, o mesmo não ocorreu com CCT, que apresentou anomalia negativa. Dessa forma, uma anomalia de conteúdo de calor profunda é exposta na região da FST e ao redor do Zapiola, por ressurgência anômala dirigida por vento.

Os resultados mostraram uma forte interferência atmosférica via RCV. Esse resultado já era esperado, uma vez que as composições não consideram defasagem no tempo em relação aos eventos ENOS no Pacífico Equatorial. Dessa forma, a resposta do Atlântico Sul a essas oscilações deveria vir por meio da circulação atmosférica, com o atraso de poucos meses. O mecanismo proposto por Mo e Paegle (2001) sugere que, durante a fase inicial do El Niño, o padrão de teleconexão global da PNM implica em uma anomalia negativa na região do Atlântico Sul, através do padrão Pacífico/América do Sul. Esse padrão tem como principais efeitos o enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste e a intensificação dos ventos de oeste em médias latitudes. Como resultado, o transporte de calor de Ekman dos trópicos para o sul (das médias latitudes) é reduzido (aumentado), favorecendo o aquecimento sobre o Atlântico Sul desde o equador até 25°S, e o resfriamento em latitudes médias, com defasagem de uma estação (COLBERG et al., 2004). As anomalias de vento levam a mudanças no balanço de fluxos de calor superficiais, os quais são geralmente consistentes com mudanças observadas nas temperaturas superficiais do oceano na estação seguinte (COLBERG et al., 2004). Sterl e Hazeleger (2003) observaram que a evaporação é o maior contribuinte para o balanço de fluxo de calor em superfície. Durante a La Niña, as mudanças da temperatura das camadas superiores e os mecanismos associados são aproximadamente os opostos dos observados para o El Niño (COLBERG et al., 2004).

Apesar de não terem sido abordados os mecanismo atmosféricos que ligam o Pacífico equatorial ao Atlântico Sul, os resultados aqui expostos sugerem que além de responder à forçante remota atmosférica, o Atlântico Sul apresenta alterações na circulação termohalina associada ao ENOS. Os resultados mostram que parte das anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste são geradas por alterações de conteúdo de calor na coluna de água.

4.3 Tendências lineares e cúbicas

As seções anteriores mostraram a complexidade do Atlântico Sul quando foram observados os diferentes modos de variabilidade dominantes em distintas regiões desse mesmo oceano. Essa seção expõe a capacidade de agrupar e caracterizar toda a variabilidade espaço-temporal desse oceano através de modelos de tendência linear e cúbica. Os resultados dessas análises para ANM e TSM são expostos nas sub-seções seguintes.

O sistema climático vem sendo observado nas últimas décadas, considerando as suas tendências. Tendências lineares são usadas como uma maneira de descrever e de entender as contribuições humanas e as naturais na variabilidade climática. Essas são usadas pelo Painel Intergovernamental das Nações Unidas para Mudanças Climáticas como base para relatórios que contém informações científicas, técnicas e sócio−econômicas sobre as mudanças climáticas, seus efeitos potenciais e opções de adaptação e mitigação (IPCC, 2007; IPCC, 2013). Quando essa aproximação é aplicada, assume-se que os principais processos dinâmicos e térmicos são lineares, não considerando processos de maior ordem de magnitude neste intervalo.

Com o objetivo de estudar a variabilidade climática do planeta, a maior parte das variáveis analisadas são relacionadas à atmosfera. Quando leva-se em consideração o papel do oceano, variáveis como a TSM, temperatura da coluna de água, conteúdo de calor oceânico e ANM são utilizadas. A temperatura dos oceanos é o primeiro índice que aponta mudanças na energia do sistema climático (LEVITUS et al., 2005). Variações térmicas afetam as taxas de fluxos (GORDON et al., 1992; SALLÉE et al., 2008; CAMARGO et al., 2013) e a elevação do nível do mar através de mudanças na expansão e na densidade (CAZENAVE; LLOVEL, 2010; CAZENAVE; REMY, 2011; CHURCH et al., 2011) da coluna de água em diversas escalas temporais. Quando analisada em escala climática, a temperatura do oceano dirige o conteúdo de calor e, consequentemente, a circulação termohalina.

Estudos recentes apontaram tendências globais positivas para muitas variáveis oceanográficas ao longo das últimas décadas. Domingues et al. (2008) mostraram uma tendência média global positiva no conteúdo de calor oceânico (nos primeiros 700 m) de 16 $\pm$ 3x10 ^{22} J para o período entre 1961 e 2013. Esse valor é equivalente ao fluxo de calor entre a atmosfera e o oceano de 0,36 $\pm$ 0,06 W.m^{-2} e ao aumento do nível do mar de 1,5 $\pm$ 0,6 mm.ano^{-1}. Levitus et al. (2005), também trabalhando com os primeiros 700 metros do oceano, no período entre 1955 e 2003, estimou uma tendência no conteúdo de calor de 0,23 $\pm$ 0,06 x 10 ^{22} J.ano^{-1}. O correspondente aumento

do nível do mar termoestérico estimado por Antonov et al. (2005) foi de 0,33 ± 0,04 mm.ano^{-1}. Para o mesmo período e para mesma camada, Ishii e Kimoto (2009) estimaram um aumento da tendência linear global do conteúdo de calor de 0,19 ± 0,05 x 10 ^{22} J.ano^{-1}, com um aumento correspondente a 0,36 ± 0,07 mm.ano^{-1} do nível do mar termoestérico. Considerando a camada entre 0 e 3000 metros, o oceano expandiu aproximadamente 20% para o período entre 1957 e 1997 (ANTONOV et al., 2005).

Estimativas mostraram que o oceano aqueceu recebendo 0,39 W.m^{-2} entre a superfície e 2000 metros de profundidade, entre 1955 e 2010 (LEVITUS et al., 2005). As profundidades entre 700 e 2000 metros são responsáveis por quase um terço da absorção total de calor pelo oceano (LEVITUS et al., 2005). Balmaseda et al. (2013) demonstraram que 30% do aquecimento oceânico ocorreu abaixo dos 700 metros, contribuindo com a aceleração das tendências positivas em 0,47 W.m^{-2}. De acordo com Trenberth e Dai (2007), o conteúdo de calor global para o período entre 1958 e 2009 foi dominado pela tendência de aquecimento e por episódios pronunciados de resfriamento, relacionados aos períodos de atividade vulcânica e de desbalanço radiativo. No hemisfério sul, 80% do aumento no conteúdo de calor ocorreu nas latitudes entre 30°S e 50°S, desde os anos 30 até o presente (GILLE, 2008).

O conteúdo de calor oceânico tem reflexo na superfície do mar, uma vez que a densidade da água do mar diminui quando essa aquece, causando expansão térmica na coluna de água e o aumento do nível do mar por expansão estérica (CAZENAVE; NEREM, 2004; BINDOFF, 2007). Registros de marégrafos mostraram que o nível médio do oceano global subiu 1,7 mm.ano^{-1} ao longo do século 20 (JEVREJEVA et al., 2008). Estimativas de ANM revisadas por Levitus et al. (2009), Ishii e Kimoto (2009) e Domingues et al. (2008) mostraram pequenas mudanças desde os anos 50 até a década de 70. A partir dessa década, os autores notaram uma aceleração dessas tendências até os anos 90. Recentemente, a média global da altura do nível do mar foi estimada por dados altimétricos, que reportaram uma taxa de 3,3±0,4 mm.ano^{-1} entre 1993 e 2006 (BECKLEY et al., 2007). Aplicando uma aproximação estatística para obter erros realísticos, Ablain et al. (2009) mostraram que a taxa de altura do nÃvel do mar caiu de 3,11±0,6 mm.ano^{-1} para o período altimétrico de 1993 a 2008, para aproximadamente 2 mm.ano^{-1}. Apesar da tendência linear global para a altura do nível do mar ser positiva, independente dos métodos utilizados para sua detecção, a divergência dos valores é de suma importância para a previsão climática (JEVREJEVA et al., 2008; CAZENAVE; LLOVEL, 2010; CHURCH; WHITE, 2006; CHURCH et al., 2004).

A TSM também demonstrou em suas tendências um sinal irregular, porém forte, caracterizado por dois períodos de aquecimento entre 1910 e 1940 e desde 1975 até o presente, com período de resfriamento entre esses intervalos (PARKER et al., 1994). A tendência global de TSM foi de aproximadamente 0.1^{o}C.década^{-1} no século 20 (MORON et al., 1998). O papel das anomalias de TSM nas previsões de tempo e clima (TRENBERTH et al., 1998; LIU; ALEXANDER, 2007) é bem documentada para os trópicos. Em áreas tropicais, sabe-se que anomalias de TSM pequenas e persistentes são capazes de gerar e/ou reforçar desde tempestades tropicais até eventos El Niño (CHEN et al., 1995). Esse é o caso do Atlântico Tropical, onde as anomalias de TSM podem reforçar ou reverter os efeitos do ENOS no nordeste da América do Sul na estação chuvosa (MOURA; SHUKLA, 1981; PEZZI; CAVALCANTI, 2001).

Todavia, é importante ressaltar que resumir processos climáticos através de médias globais não representa de modo completo o comportamento do clima em diferentes regiões. Baseado em observações, Chang et al. (2010) estimaram a altura do nível do mar e as tendências lineares para cada bacia oceânica e para o oceano global, entre os períodos de 2004 a 2007. Os autores encontraram grandes diferenças ocorrendo nos oceanos Atlântico e Índico, apontando esses oceanos como os maiores causadores do desequilíbrio global do nível do mar. Múltiplas tendências lineares globais para o nível do mar foram estimadas nas últimas décadas usando altimetria. Os valores variaram de 2,4 mm.ano^{-1} (LEULIETTE; MILLER, 2009), 2,5±0,4 mm.ano^{-1} (CAZENAVE et al., 2009), 2,67±0,52 mm.ano^{-1} (CHANG et al., 2010) a 3,6±0,8 mm.ano^{-1} (WILLIS et al., 2008). Apesar de todos esses valores terem sido estimados para períodos similares, as diferenças entre eles são notáveis.

Quando apenas o Atlântico Sul é levado em consideração, a tendência do nível do mar foi de 1,55±1,24 mm.ano^{-1} para o período entre 2004 e 2007 (CHANG et al., 2010). Os efeitos estérico e de massa foram obtidos a partir dos dados ARGO e apresentaram valores iguais a -1,11±1,34 mm.ano^{-1} e -2,44±0,86 mm.ano^{-1}, respectivamente (CHANG et al., 2010). Polito e Sato (2008) observaram uma grande variabilidade regional nas tendências de ANM no Atlântico Sul, o que pode gerar mudanças no transporte geostrófico local e instabilidades. Quando observado separadamente do restante do globo, o Atlântico Sul apresenta algumas peculiaridades, pois é o único oceano que transporta calor de altas para baixas latitudes através da MOC. Devido às suas dimensões e suas vizinhanças, o Atlântico Sul troca volumes de água e propriedades físicas com o oceano Índico através da rota quente (GORDON, 1986; DONNERS; DRIJFHOUT, 2004). Contudo o Atlântico Sul usa a rota fria para trocar água e propriedades com o oceano Pacífico (RINTOUL, 1991; YOU, 2002). O

Atlântico Sul também recebe massas de águas frias, menos salina e altamente aeradas do oceano Austral. Esses aspectos somados com a circulação forçada pelo vento transformam o Atlântico Sul em um conjunto de áreas complexas com diferentes estruturas físicas e térmicas como a CBM, a região de retroflexão da Corrente das Agulhas, o Giro Subtropical e o sistema de correntes Equatoriais.

4.3.1 Tendência linear

Nessa seção as tendências lineares para TSM e ANM são analisadas para o oceano Atlântico Sul. Em um primeiro momento, a tendência linear foi calculada para todo o período altimétrico. Posteriormente, as séries temporais foram divididas em dois períodos, de 1993 a 2002 e de 2003 a 2011. Esse método foi aplicado como uma maneira de comparar os resultados deste trabalho com a literatura.

As tendências de TSM são positivas na maior parte da área de estudo, alcançando valores superiores a 0,1^{o}C.ano^{-1} em latitudes médias (Figura 4.26-a). A média da tendência linear para a região é de +0,0135^{o}C.ano^{-1} ou +0,13^{o}C.década. Esse valor se aproxima do observado por Moron et al. (1998) para a tendência global. Por outro lado, o sinal negativo só está presente na região mais ao sul do domínio, junto à plataforma continental argentina (-0.07^{o}C.ano^{-1}), na Passagem de Drake e ao sul da Frente Polar (-0,01^{o}C.ano^{-1}). As tendências negativas na Bacia Argentina estão comprimidas entre as linhas de vorticidade potencial local (f/h) correspondentes as profundidades de 1000 e 3000 metros.

Da mesma maneira que o observado para TSM, as tendências lineares de ANM são positivas na maior parte da área de estudo. Os valores variam entre 1 e 15 mm.ano^{-1} (Figura 4.26-b), com média para área de 3,1 mm.ano^{-1}, enquanto a média global é de 3,11±0,6 mm.ano^{-1}. Dentro e fora da Elevação do Zapiola (10 mm.ano^{-1}), é possível observar pontos com 15 mm.ano^{-1}. Valores negativos variam desde -1 mm.ano^{-1} até -6 mm.ano^{-1} e são isolados em algumas regiões, como entre as Ilhas Malvinas e Georgia do Sul (-5 mm.ano^{-1}), ao redor do Zapiola (-6 mm.ano^{-1}), nas Bacias Cape e das Agulhas (-1 a -4 mm.ano^{-1}). As regiões que apresentam tendências positivas maiores correspondem às que apresentam maiores amplitudes do ciclo anual (Figura 4.6), onde é possível notar maior variabilidade em latitudes médias, ao redor do Zapiola e ao longo do Vazamento das Agulhas. A tendência também é forte ao longo da Corrente Sul Atlântica (10 mm.ano^{-1}).

As tendências lineares de TSM e ANM apresentaram padrões similares, sendo positivas na maior parte do Atlântico Sul, com valores maiores ao longo do Corredor da

Figura 4.26 - Tendências lineares de 1993 a 2011 para a) TSM (^{o}C.ano^{-1}) e b) ANM (mm.ano^{-1}). A coloração vermelha representa tendências positivas, enquanto a azul, indentifica tendências negativas. O contorno fino preto indica f/h com valores entre -2,1 a -1,92 x10^{-8} m^{-1}.s^{-1}.

CSA. Entretanto, observa-se ao sul da CBM e ao redor do Zapiola tendências acentuadas nos campos de TSM e ANM (Figura 4.26). Esse processo pode ser explicado pelo deslocamento para o sul da frente da CBM numa taxa de -0,86± 0,19^o.década^{-1} ou -0,64 ± 0,20^o.década^{-1}, estimados através de correntes superficiais e altimetria, respectivamente, por Lumpkin e Garzoli (2011). Semelhante migração para o sul foi observada para o Giro Subtropical do Atlântico Sul, sugerido pela tendência do nível do mar entre 1994 e 2006, com taxas locais entre 5 e 10 mm.ano^{-1} (VIANNA; MENEZES, 2011).

As variações das tendências lineares ao longo das séries altimétricas podem ser observadas quando os resultados são comparados com trabalhos prévios para períodos mais curtos. Lumpkin e Garzoli (2011) analisaram a tendência para TSM (REYNOLDS et al., 2002) entre 1993 e 2002, obtendo um mapa de tendência linear muito diferente do obtido neste trabalho, pois apresentou muitas outras regiões negativas para mesma área de estudo. Sato e Polito (2008) observaram uma tendência positiva em quase todo o Atlântico entre 1993 e 2006, com as pendentes mais intensas nas altas latitudes. Esse tipo de divergência de resultados está relaciona ao tempo de análise e também ao comportamento oscilatório do Atlântico Sul.

Contudo, quando as séries temporais são dividas em dois períodos, o primeiro de janeiro de 1993 a dezembro de 2002 e o segundo, de janeiro de 2003 a dezembro de 2011, é observada um diferença expressiva entre os padrões espaciais das tendências lineares. Ambos períodos são caracterizados pela presença de tendências negativas em algumas regiões. Tais padrões negativos aparecem tanto nos resultados de ANM, como nos de TSM (Figura 4.27).

Para o primeiro período, de janeiro de 1993 a dezembro de 2002, a tendência para TSM (-0,0006^{o}C.ano^{-1}) reproduziu o mapa de Lumpkin e Garzoli (2011). Esse resultado era esperado, uma vez que foi usado o mesmo conjunto de dados para o mesmo período analisado. O mapa para a tendência linear de TSM mostra tendências negativas em 15°S, 9°W-30°W (-0,02 ^{o}C.ano^{-1}). Na costa africana também aparecem valores negativos (-0,04^{o}C.ano^{-1}), assim como em grande parte da área ao sul de 36°S. As exceções foram as regiões do Zapiola e da CB, onde tendências positivas são visualizadas com valores próximos a 0,1^{o}C.ano^{-1}. A Passagem de Drake e as zonas frontais apresentaram tendências que variam desde -0,02^{o}C.ano^{-1} até -0,08^{o}C.ano^{-1}. Tendências positivas estão presentes na plataforma continental brasileira variando de 0,02^{o}C.ano^{-1} (parte norte) a 0,1^{o}C.ano^{-1} (CBM e ao sul de 22°S), no Zapiola (0,08^{o}C.ano^{-1}) e na parte central do Atlântico (25°S e 37°S).

A tendência linear de TSM para o segundo período (Figura 4.27-b) apresenta a média de 0,02^{o}C.ano^{-1} para todo o domínio. A intensificação do sinal é visível e torna possível a divisão do Atlântico Sul em quatro sub-regiões: 1) de 10°S a 20°S onde os valores são positivos (0,06^{o}C.ano^{-1}) e as tendências são maiores nas proximidades com a África; 2) de 20°S a 35°S, onde predominam as tendências negativas (-1,0^{o}C.ano^{-1}) associadas à CB e ao Vazamento das Agulhas, estendendo-se até 40°S em ambas as bordas; 3) a região do Plateau de Rio Grande e a região entre 35°S e 60°S (valores positivos) e 4) em concordância com a plataforma continental

Figura 4.27 - Tendências lineares entre 1993-2002 para a) TSM (^{o}C.ano^{-1}) e c) ANM (mm.ano^{-1}), e entre os período de 2003-2011 para b) TSM (^{o}C.ano^{-1}) e d) ANM (mm.ano^{-1}).

sul-americana, a Bacia Argentina mantém tendências negativas, especialmente na região da CM, com valores entre -0,04^{o}C.ano^{-1} e -1,0^{o}C.ano^{-1}. Por outro lado, na parte mais austral do Rio da Prata, tendências positivas sobre a plataforma e em mar aberto são intercaladas com negativas no talude. Nessa região, as tendências negativas estão relacionadas com a CM.

Considerando o primeiro período, a ANM apresentou tendências negativas no Corredor das Agulhas, no Corredor da Corrente Sul Atlântica (-7,0 mm.ano^{-1}), ao longo da Bacia Argentina (-3,0 mm.ano^{-1}), na Passagem de Drake (-10 mm.ano^{-1}) e na região de retroflexão da CB. Valores positivos aparecem ao norte de 27°S (4,0 mm.ano^{-1}), no Zapiola (superior a 15 mm.ano^{-1}), entre os corredores e ao sul de 50°S (10 mm.ano^{-1}). Tendências interanuais positivas também foram encontradas por Sato e Polito (2008) no componente halostérico da ANM para as altas latitudes do Atlântico Sul. Isso pode sr um indicador que o aumento anômalo da salinidade ocorreu nas camadas mais superficiais do período analisado pelos autores. Entretanto, a tendência linear média para o período foi de 2,1 mm.ano^{-1}.

Assim como observado para a TSM, a ANM apresentou mais áreas com tendências negativas para o segundo período analisado (Figura 4.27-d), e ambas tendências ficaram mais elevadas. Grandes áreas negativas com tendências mais fortes fizeram com que a média da região diminuísse para 1,2 mm.ano^{-1}. Um comportamento similar foi verificado por Schuckmann e Traon (2011), onde os autores observaram uma significante diminuição no nível estérico global entre 2005 e 2010, com uma tendência de 0,75 $\pm$0,15 mm.ano^{-1}.

A Figura 4.27-d mostra tendências positivas de 5 mm.ano^{-1} ao norte de 20°S. Ao redor do Elevação de Zapiola, a tendência tem valores maiores que 7 mm.ano^{-1} e em alguns lugares, maiores que 15 mm.ano^{-1}. Valores negativos aparecem sobre a Bacia Argentina e ao longo das latitudes 22°S e 40°S. O Corredor da Corrente Sul Atlântica apresenta valores positivos, enquanto valores negativos estão sobre a Corrente de Santa Helena/ Tristão da Cunha (VIANNA et al., 2007; VIANNA; MENEZES, 2011).

A análise da tendência para todo o período (1993 a 2011), assim como as observações do primeiro e do segundo períodos, possibilita crer que a tendência linear não é a melhor representação da variabilidade do Atlântico Sul. Uma vez que em alguns lugares, as tendências dos dois períodos menores não são complementares, duas possibilidades de não linearidade podem ocorrer. A primeira, onde a tendência positiva do período total é resultante de valores positivos no primeiro período somados a valores negativos no segundo. Uma segunda hipótese é que valores negativos

aconteçam em ambos períodos, mas a tendência positiva aparece quando o período completo é analisado. Esses resultados demonstram que a tendência linear falha ao descrever a área de estudo. Logo, a tendência cúbica passa a ser utilizada.

4.3.2 Tendências cúbicas

4.3.2.1 Temperatura da superfície do mar

Os resultados para a tendência cúbica de TSM são mostrados nas Figuras 4.28 e 4.29. Na Figura 4.28 observam-se os parâmetros de tempo para o polinômio de ordem três: o tempo inicial (t_1, Figura 4.28-a), o tempo final (t_2, Figura 4.28-b), o tempo de duração de mudança de sinal ([t_1-t_2], Figura 4.28-c) e o tempo médio (t_m) desse processo. t_1 e t_2 são os tempos em que a mudança de sinal começa e termina, respectivamente e [t_1-t_2] é duração desse processo em anos. A Figura 4.29 apresenta a pendente (P_m), ou seja o sinal das anomalias no intervalo de tempo entre t_1 e t_2, ou na tendência intermediária ($t_1 t_2$). As tendências inicial e final podem ser verificadas na Figura 4.29-b, d.

O tempo inicial (t_1) e final (t_2) de mudança no sinal foram estimados através da solução de Δ (Equação 3.32), possibilitando a estimativa da duração ([t_1-t_2]) e de tempo médio (t_m). A maior parte da região de estudo apresentou t_1 entre 1995 e 1997 (Figura 4.28-a). Eventos mais tardios estão situados entre 45°S e 60°S (1999), ao longo da costa brasileira (de 2002 a 2005) e entre 30°S e 38°S no centro do Atlântico (de 2000 a 2003). Quando t_1 é analisado, o mapa sugere que as mudanças na TSM ocorrem de sul para norte, pois o menor t_1 aparece na Passagem de Drake por volta de junho de 1998 ou em períodos anteriores, chegando na CBM em 2002, em 25°S em 2003 e em baixas latitudes em 2005. O centro do Atlântico tem t_1 entre setembro de 1999 e junho de 2003.

Entretanto, t_2 mostra algumas diferenças para área de estudo (Figura 4.28-b). Aparentemente, o Atlântico Sul oscila mais rápido na parte central. Essa se estende de 20°S a 40°S e tem t_2 entre março de 2002 a fevereiro de 2007. As variações começam no centro e se propagam para as bordas. A Passagem de Drake, a CM e a FST tem t_2 entre 2004 e 2007, enquanto as mudanças na Corrente Sul Atlântica datam entrem 2002 e 2003 e na Corrente Tristão da Cunha, 1997.

As durações dos processos estão expostas na Figura 4.28-c. Para latitudes mais baixas que 40°S, a duração das oscilações da TSM variam entre 9 e 12 anos. Essa região é representativa do centro da bacia, indo desde o Vazamento das Agulhas até

Figura 4.28 - Parâmetros de tempo (anos) para tendência cúbica de TSM: a) tempo inicial (t_1), b) tempo final (t_2), c) período de oscilação ($[t_1 t_2]$) e d) tempo médio (t_m).

a plataforma continental brasileira. Em algumas áreas da CBM e da FST, o período de 12 anos pode ser observado. Esse período parece estar associado à circulação ao

sul de 50°S. Períodos similares foram descritos em Venegas et al. (1998). Períodos menores, entre 4 e 8 anos, ocorrem ao sul da plataforma argentina, a leste do Zapiola e na Passagem de Drake. Oscilações ente 7 e 9 anos são dominantes em 40°S e 50°S no lado leste da Bacia, associadas com flutuações na CSA.

O tempo médio (Figura 4.28-d) aponta mais uma vez para a hipótese de que os processos de mudança na TSM acontecem primeiro em altas latitudes e estão associados as zonas frontais. Essas regiões apresentaram t_m entre 1998 a 2001. Para o restante da área, t_m ocorre a partir de 2002.

Supondo que o Atlântico Sul apresente oscilações que podem ser descritas por um equação de ordem três, a pendente (P_m) deve corresponder à tendência linear entre t_1 e t_2. O mapa da pendente (Figura 4.29-a) mostra um oceano em processo de aquecimento entre 15°S e 40°S, com valores de 0,1^{o}C.ano^{-1}. Tendências positivas alcançam valores superiores a 0,2^{o}C.ano^{-1} nas regiões de alto mar próximas à costa africana e à CBM. As tendências também são positivas sobre a plataforma argentina (0,05 ^{o}C.ano^{-1}) e na Passagem de Drake (0,1-0,15 ^{o}C.ano^{-1}). Pendentes negativas aparecem sobre a região da CSA e da FST. Esses resultados indicam que no período entre t_1 e t_2 essas regiões aqueceram (positivas) ou resfriaram (negativas), apontando mais uma vez para um comportamento heterogêneo da bacia.

Novas tendências lineares para TSM foram calculadas de 1993 a t_1 (inicial), de t_1 a t_2 (intermediária) e de t_2 a 2011 (final) (Figura 4.29). No caso da TSM, a pendente (Figura 4.29-a) e a tendência linear intermediária (Figura 4.29-c) são congruentes. As exceções são duas regiões pequenas no norte e no centro. As zonas de frentes oceânicas são negativas ao longo de todas as longitudes, enquanto tendências positivas ocorrem ao norte dessa região e na Passagem de Drake. Esse resultado valida os anteriores, provando a eficiência do método.

A tendência inicial (Figura 4.29-b) é negativa na zona do Corredor da CBe, na Passagem de Drake e na Frente Subtropical. Essa tendência negativa na região do Corredor de Benguela pode estar associada à mudanças nas Águas Modais subtropicais do Atlântico Sul SP214.Tendências positivas ocorrem ao longo do Corredor da Corrente Sul Atlântica, no centro do oceano e em parte da plataforma continental. A tendência final apresenta um padrão espacial igual ao da inicial (Figura 4.29-d) e também é bastante similar à tendência linear entre 2003-2011 (Figura 4.27-b).

Quando a tendência média da área é calculada para cada intervalo de tempo, obtem-se -0,0382^{o}C.ano^{-1}, +0,021^{o}C.ano^{-1} e -0,0067^{o}C.ano^{-1} para os períodos de 1993

Figura 4.29 - Parâmetros da tendência cúbica de TSM: a) pendente (P_m), b) tendência linear inicial entre 1993 e t_1, c) tendência linear entre t_1 e t_2 e tendência linear final entre t_2 e 2011.

a t_1, de t_1 a t_2 e de t_2 a 2011, respectivamente. A soma dessas tendências é -0,0239^{o}C.ano^{-1}, sendo correspondente ao período entre 1993 e 2011. Esse resultado

é divergente daquele obtido pela tendência linear (0,0135^{o}C.ano^{-1}), sugerindo o resfriamento do Atlântico Sul nas últimas duas décadas e não o seu aquecimento, como suposto anteriormente.

4.3.2.2 Nível do Mar

TSM e ANM apresentaram algumas similaridades como, por exemplo, os mapas de tempo da Figura 4.30-a. Em direção ao mar aberto no Atlântico Sudoeste, t_1 está entre 1998 e o começo dos anos 2000. Próximo a 30°S, na CBM, t_1 varia entre 2003 e 2005. Com valores mais tardios, t_1 pode ser encontrado sobre o Corredor da Corrente Sul Equatorial e sobre o Corredor das Agulhas (2004 a 2007).

Algumas regiões que apresentaram t_1 entre 1995 e 1997 tiveram t_2 entre 2003 e 2007 (Figura 4.30-b). Regiões ao sul de 40°S e afastadas da zona costeira apresentaram t_2 entre 1997 e 2004. Para os locais onde t_1 começou tardiamente, t_2 apresentou-se fora do limite superior (2011). Variações no noroeste do Atlântico Sul acabaram próximas a 2002 e parecem estar isoladas de outros processos da Bacia.

Quando a duração é observada para o ANM (Figura 4.30-c), é notável que as anomalias propagam-se pelos principais corredores do Atlântico Sul com uma periodicidade de baixa frequência. Para essas regiões, os períodos oscilam entre 11 e 14 anos. A frequência predominante entre os corredores é de 9 a 11 anos. Períodos menores que 8 anos podem ser vistos desde 40°S em direção a latitudes mais altas, indicando que as mudanças ocorrem nessas regiões primeiro. Sato e Polito (2008) também encontraram evidências de tendências de baixa frequência na bacia.

O tempo médio (t_m) reforça as descrições anteriores (Figura 4.30-b), também indicando comportamentos distintos entres as zonas de corredores (2003-2004), o centro do oceano (2001-2002) e as áreas periféricas (1998-2000). Esses resultados são particularmente similares aos de TSM.

O padrão espacial da pendente (P_m) é coerente com o t_m e pode ser observado na Figura 4.31-a. O mapa da pendente de ANM mostra o Atlântico Sul expandindo (tendências positivas) entre 20°S e 30°S e ao longo da plataforma sul americana. Regiões de pendente negativa são intercaladas com positivas na Passagem de Drake e ao redor do Zapiola, as quais apresentam as maiores tendências positivas e negativas (20 mm.ano^{-1}). Ao sul de 40°S, o oceano apresentou tendências negativas, assim como a região ao sul do continente africano (-5 mm.ano^{-1}). Esse resultado sugere que as tendências negativas observadas em latitudes maiores que 40°S estão associadas

Figura 4.30 - Parâmetros de tempo (anos) para tendência cúbica de ANM: a) tempo inicial (t_1), b) tempo final (t_2), c) período de oscilação ($[t_1 t_2]$) e d) tempo médio (t_m).

às flutuações da CCA e da CM. O padrão espacial P_m de ANM é bastante similar ao observado para TSM, entretanto, elas diferem apenas na região ao norte da Passagem

de Drake, onde a P_m de TSM é positiva.

Quando P_m de ANM (Figura 4.31-a) é comparada com a tendência intermediária (Figura 4.31-c) , os padrões espaciais são muito congruentes, apesar da tendência ser mais suave que a P_m. Esse resultado valida o método da tendência cúbica para ANM apesar dos dados de TSM e ANM apresentarem a mesma resolução espacial e temporal, a última é dirigida pela variabilidade de mesoescala.

A variabilidade de mesoescala da ANM é bem observada nas tendências inicial (Figura 4.31-b) e final (Figura 4.31-d), onde os principais corredores do Atlântico Sul são tomados por feições meandrantes. A tendência inicial (Figura 4.31-b), mostra anomalias positivas desde a Passagem de Drake, ao longo do talude Argentino, ligando a CBM à região do Vazamento das Agulhas pela latitude 30°S. As áreas entre corredores e as plataformas continentais apresentaram tendências negativas. Essas tendências com sinais opostos na região da CSA e na porção sul do giro subtropical também foram observadas por Sato e Polito (2008) na componente halostérica, sugerindo que esse padrão diminui o gradiente de densidade que por sua vez enfraqueceria o giro subtropical.

A tendência central (Figura 4.31-c), apresenta um padrão espacial menos ruidoso, com tendências positivas em latitudes mais baixas que 40°S e sobre as plataformas continentais, enquanto anomalias negativas predominam em latitudes mais altas e na região mais equatorial. Valores maiores passam a vigorar na tendência final (Figura 4.31-d), dividindo o Atlântico em três sub-áreas: 1) norte de 20°S (positivo), 2) entre 20°S e 40°S (negativo) e 3) ao sul de 40°S (positivo). Entretanto, a tendência final mostrou-se menos ruidosa que a inicial e apontou para diferentes mecanismos de variabilidade. Enquanto a tendência inicial aponta para modulação da variabilidade em 30°S como resposta à variabilidade na Passagem de Drake, a tendência final sugere que essa modulação é confinada em até 40°S.

Por fim, a tendência cúbica obtida através da soma dos três períodos é de 3,0 mm.ano^{-1}. Individualmente, cada período apresentou as seguintes tendências para a média espacial: -0,7 mm.ano^{-1} (inicial), 4,4 mm.ano^{-1} (meio) e -0,6 mm.ano^{-1} (final), o que mostra um comportamento cúbico nas séries temporais. Nesse estudo, as tendências cúbica e linear para ANM convergiram para 3,0 mm.ano^{-1}. Apesar de esse valor não ser comparável ao obtido por Chang et al. (2010) para o período entre 2004 e 2007 (1,55 $\pm$1,25 mm.ano^{-1}), eles estão de acordo com a tendência linear global de 3,11$\pm$0.6 mm.ano^{-1} obtida por Ablain et al. (2009).

Figura 4.31 - Parâmetros da tendência cúbica de ANM:a) pendente (P_m), b) tendência linear inicial entre 1993 e t_1, c) tendência linear entre t_1 e t_2 e tendência linear final entre t_2 e 2011.

4.3.3 Sumário

As tendências lineares apresentaram valores positivos na maior parte da área analisada para TSM (+0,0135 ^{o}C.ano^{-1}) e ANM (+3,1 mm.ano^{-1}), indicando que grande parte do Atlântico Sul está aquecendo e expandindo a coluna de água devido ao conteúdo de calor nas últimas duas décadas. Tendências negativas foram limitadas às regiões mais austrais da bacia argentina. Quando as séries temporais originais foram divididas ao meio, duas novas tendências foram obtidas. Contudo, as novas tendências lineares não foram complementares.

Esse procedimento mostrou que as tendências das duas partes, quando somadas, não representam a tendência da série total. Essas evidências sugerem que a análise de tendências lineares não é representativa para os processos locais e de bacia. Consequentemente, um método novo baseado em tendência cúbica foi desenvolvido e aplicado para os conjuntos de dados de TSM e ANM. Os resultados mostram que o Atlântico Sul oscila em baixa frequência, e esteve passando por anos de resfriamento (retração) e de aquecimento (expansão) nas últimas duas décadas.

Dessa forma, o cálculo da tendência cúbica foi aplicado para toda a série temporal, obtendo-se parâmetros temporais correspondentes às trocas de sinal do sistema. Ao calcular novas tendências lineares entre os tempos obtidos pela tendência cúbica, tendências lineares negativas foram observadas nos mapas de TSM e ANM. Esse fato demonstra a não linearidade dos processos que ocorrem no Atlântico Sul, os quais possuem dimensões de bacia. As tendências cúbicas para TSM apontaram para variações nas propriedades e distribuição de massas de água ao longo da maior parte do Atlântico Sul para o período analisado. A variabilidade de baixa frequência da TSM é observada em toda área de estudo, possibilitando dividir a área de estudo em sub-regiões, segundo a duração da oscilação. O centro da bacia e a plataforma continental sul-americana apresentam períodos entre 9 e 12 anos. Esses períodos parecem estar relacionados à variabilidade do Anticiclone do Atlântico Sul, como sugerido por Venegas et al. (1998). O período de 12 anos também está presente na FST e na CCA. A variabilidade da TSM associada ao corredor da Corrente Sul Atlântica e ao Atlântico sudoeste tem períodos entre 4 e 8 anos e variam mais rápido que o restante do Atlântico Sul.

Esses resultados mostram que a variabilidade da TSM ocorre de sul para norte, pois os menores tempos ocorrem na Passagem de Drake por volta de 1998, chegando na CBM em 2002, em torno de 25°S em 2003 e em baixas latitudes em 2005. O centro do Atlântico Sul parece estar isolado das bordas e responder a forçantes distintas.

Lumpkin e Garzoli (2011) sugerem que tendências de longo termo na posição das frentes da CBM estejam inversamente relacionadas às variações nas anomalias de TSM no Corredor das Agulhas-Benguela. Haarsma et al. (2005) encontraram um período de 6 anos para a subducção e a advecção de anomalias ao longo da costa norte brasileira desde o sudeste do Atlântico Sul. Os resultados observados nessa tese indicaram que a tendência cúbica ajusta-se à variabilidade dessas regiões, onde as anomalias de TSM mudam de sinal ao longo do período analisado.

Não obstante, a ANM também apresenta um comportamento cúbico, mostrando a aplicabilidade do novo método para variáveis moduladas pela mesoescala. Os resultados mostram que a ANM propaga-se pelos principais corredores do Atlântico Sul com uma periodicidade de baixa frequência. Para essas regiões, os períodos oscilam entre 11 e 14 anos, sendo a frequência predominante de 9 a 11 anos. Períodos menores que 8 anos são vistos desde 40°S em direção às latitudes mais altas, indicando que as mudanças ocorrem primeiramente nestas regiões. As tendências cúbicas também mostraram esse comportamento, evidenciando o papel da CCA nas mudanças das posições das frentes oceânicas.

Quando a tendência média da área para TSM foi calculada para cada intervalo de tempo da tendência cúbica, obteve-se -0,0382^{o}C.ano^{-1}, +0,021^{o}C.ano^{-1} e -0,0067^{o}C.ano^{-1} para os períodos de 1993 a t_1, de t_1 a t_2 e de t_2 a 2011, respectivamente. A somas dessas tendências é -0,0239^{o}C.ano^{-1} e corresponde ao período entre 1993 e 2011. Esse resultado diverge daquele obtido pela tendência linear (0,0135^{o}C.ano^{-1}), sugerindo o resfriamento do Atlântico Sul nas últimas duas décadas e não o seu aquecimento, como suposto anteriormente. Para a ANM, as tendências médias da área para cada intervalo de tempo da tendência cúbica foram -0,7 mm.ano^{-1} (inicial), 4,4 mm.ano^{-1} (meio) e -0,6 mm.ano^{-1} (fim), que somados levam à tendência de 3,0 mm.ano^{-1}, muito próxima a observada na literatura, porém com um comportamento cúbico evidente. Assim, pode-se concluir que assumir a linearidade não é o método mais eficiente para descrever a variabilidade regional. A aplicabilidade desse método é bastante limitada, uma vez que grande parte dos processos dinâmicos e termodinâmicos não possuem um comportamento linear, o que foi comprovado por esses resultados.

5 CONCLUSÕES

O objetivo dessa tese foi compreender a relevância do conteúdo de calor no surgimento e na manutenção das anomalias de TSM no Atlântico Sul, em diferentes escalas de tempo. Isso foi feito usando-se dados observados, de altimetria e de modelagem numérica. Esse trabalho mostrou a variabilidade do conteúdo de calor associada à superfície (via TSM) e à sub-superfície (via ANM) para o Atlântico Sul. O papel do vento na modulação do oceano foi abordado através do estudo do RCV como principal agente de teleconexão atmosférica entre o Pacífico equatorial e a área de estudo. Para entender a variabilidade regional desse oceano e suas projeções futuras em termos de conteúdo de calor, as tendências dos últimos 19 anos foram estudadas.

Em uma primeira aproximação, as variabilidades espaço-temporais da TSM, da ANM e do RCV foram estudadas, de forma que a importância do ciclo anual e dos processos anômalos de cada variável foi estimada. O filtro de Butterworth foi utilizado para decompor as anomalias em alta ($t < 37$ meses) e de baixa frequências ($t > 37$ meses). Em seguida, análises de FOE foram aplicadas para as séries decompostas das três variáveis.

Essa metodologia mostrou que o ciclo anual é responsável por 60% da variabilidade da TSM no Atlântico Sul, podendo representar até 90% da variância sobre algumas regiões da plataforma continental sul-americana. Entretanto, esse ciclo representa menos de 20% e de 5% do total da variância para a ANM e para o RCV. Logo, 40%, 80% e 95% das variâncias para TSM, ANM e RCV, respectivamente, são dirigidas por processos anômalos no Atlântico Sul.

Quando as séries temporais de anomalias são analisadas, a variabilidade de alta frequência domina a variância de RCV em mais de 90%. As altas frequências de TSM e ANM estão associadas aos processos sobre as plataformas continentais, ao redor do Zapiola e ao longo do Corredor de vórtices das Agulhas. Essas correspondem a mais de 70% da variância para essas regiões. A baixa frequência parece ser importante no noroeste e no sudeste do Atlântico, contribuindo de 30% a 50% da variância do Atlântico Sul nessas regiões. A baixa frequência de RCV somente é importante nas regiões onde processos de ressurgência costeira ocorrem (aproximadamente 10%). A variância de alta frequência é uma ordem de magnitude maior que a de baixa para TSM e ANM, e seis ordens maior no caso do RCV.

Nas FOEs de alta frequência, TSM e RCV apresentaram padrões espaciais de larga escala, enquanto a ANM mostrou um comportamento bastante ruidoso, demons-

trando a importância dos processos de mesoescala na configuração dessa variável. A TSM apresentou um dipólo entre sudoeste-nordeste, enquanto a ANM apresentou feições de mesoescala que se assemelham à ondas em propagação desde a Passagem de Drake, amplificadas ao redor do Zapiola e da CBM e que cruzam o Atlântico até a ponta sul da África. Já para o RCV, foram observadas oscilações com frequência muito alta, mas com uma configuração de larga escala. Os padrões apresentados por ANM e RCV sugerem correlação entre ambas as variáveis nas regiões ao sul da África e na bacia argentina. Nessas regiões, o máximo da variância do ciclo anual para ANM é congruente com o máximo da variância do RCV, indicando que o calor presente na coluna de água altera a circulação atmosférica logo acima.

A análise das FOEs de baixa frequência para as três variáveis mostra que, apesar da baixa frequência não representar grande parte da variância do Atlântico Sul, é possível afirmar que os modos obtidos nas FOE não são ruídos, uma vez que apresentaram padrões de larga escala bem configurados nas componentes principais. Em termos de TSM, todos os três primeiros modos revelaram possíveis mudanças em massas de água, além de variações relacionadas ao conteúdo de calor na coluna de água. As FOEs de baixa frequência para ANM apresentaram padrões de bacia, apontando para a região de latitudes médias como as reguladoras da variabilidade de baixa frequência do Atlântico Sul. Essa variabilidade é possivelmente dirigida pelo deslocamento meridional dos sistemas de frentes oceânicas devido aos processos de trocas inter oceânicas. Já as FOEs de RCV sugerem mudanças nos sistemas de ventos de leste e oeste.

Em uma segunda aproximação, o conteúdo de calor e a sua distribuição espacial foram estimados a partir de saídas do modelo numérico oceânico ROMS. As principais forçantes, os processos envolvidos na disposição de calor na camada de mistura e como esse calor atua na manutenção de anomalias de TSM foram estimados.

As saídas do ROMS para as médias climatológicas mostram que grande parte da variabilidade desse oceano concentra-se no Atlântico sudoeste, no que diz respeito a TSM, a salinidade e o conteúdo de calor total. Contudo, quando a variabilidade atmosférica é levada em consideração, as regiões costeiras, as latitudes médias e a CCA são mais moduladas pelo RCV e tem maior variabilidade. Nessas regiões, o RCV gera BEk e influencia as primeiras dezenas de metros da coluna de água (20 a 100 m). A região da CBM apresenta ressurgência de massas de água na ordem de 50 m.ano^{-1}, enquanto na FST a taxa de é de -45 m.ano^{-1}. Esse mecanismo é auxiliado pela alta variabilidade da PCM nessas regiões.

O conteúdo de calor total do Atlântico Sul tem a maior variabilidade associada à essas regiões, com um desvio padrão que varia de 1,5x10^9J.m^{-2} a valores superiores a 4x10^9J.m^{-2} na CBM, enfatizando o papel das médias latitudes no armazenamento e na redisposição de calor oceânico. O calor disponível para processos de superfície, apresentou valores que variam de 2 a 2x10^{10}J.m^{-2}, sendo que os maiores valores encontram-se entre 20 e 40°S, ligando da África até o Plateau do Rio Grande. Esse resultado mostra o transporte de calor entre os principais corredores do Atlântico Sul.

Em situação de El Niño, através da análise do conteúdo de calor, é possível afirmar que as anomalias negativas de TSM na CBM não são só de origem atmosférica, uma vez que se estendem por toda a coluna de água. Dessa forma, conclui-se que as anomalias de temperatura ocorrem nas massas de água e são expostas em superfície por processo de ressurgência via BEk. Esse processo é facilitado também pela camada de mistura estar anomalamente mais rasa. Processo oposto explica as anomalias positivas de temperatura e de salinidade na costa do Uruguai e na região da FST.

Quando em fase de La Niña, uma análise geral mostrou águas mais quentes e menos salinas, portanto mais leves, sendo transportadas pelo giro oceânico desde o sul da África pela CBe, CSE, depois pela a CB. Essa massa de água possui grande quantidade de calor disponível, devido a uma camada de mistura anomalamente profunda. O reflexo dessa advecção é sentido na CBM, pelo núcleo positivo de temperatura. Contudo, o núcleo positivo de salinidade não é relacionado à CB, mas sim à CM, que apresentou anomalias positivas de salinidade para a composição La Niña. Na CBM, a densidade é alterada quando as frentes de ambas correntes convergem, com o auxílio da RCV, ocorre subducção local.

Contudo, as anomalias negativas ao redor do Zapiola e na FST não podem ser explicadas pelo mesmo mecanismo. A região apresentou anomalias negativas de RCV, indicando ressurgência local forçada por BEk. Nessa região, tanto a camada de Ekman, quanto a de mistura apresentaram um aprofundamento anômalo e um alto desvio padrão. A camada de mistura na região da FST esteve 100 m mais profunda que a média e apresentou desvio padrão superior a 200 m. Apesar do conteúdo de calor ser positivo dentro da camada de mistura, o mesmo não ocorreu com conteúdo de calor total, que apresentou anomalia negativa. Dessa forma, uma anomalia de conteúdo de calor profunda é exposta na região da FST e ao redor do Zapiola, por ressurgência anômala forçada pelo vento.

Os resultados mostraram uma forte interferência atmosférica via RCV. O mais re-

levante desses resultados é que, além de responder à forçante remota atmosférica, o Atlântico Sul apresenta alterações na circulação termohalina associada ao ENOS. Os resultados mostram que parte das anomalias de TSM no Atlântico Sudoeste são geradas por alterações de conteúdo de calor na coluna de água.

Na última e terceira aproximação, foram calculadas as tendências lineares e a cúbicas para TSM e para ANM no Atlântico Sul, com objetivo de discutir o papel das regionalidades desse oceano. Após a estimativa da tendência linear para todo o período altimétrico, foi observado que os resultados não representavam a variabilidade de todo o período. Para isso, foi desenvolvida uma nova metodologia de tendência cúbica, a qual leva em consideração a variabilidade de baixa frequência.

As tendências lineares foram positivas na maior parte da área analisada para TSM (+0,0135 ^{o}C.ano^{-1}) e para ANM (+3,1 mm.ano^{-1}), indicando que grande parte do Atlântico Sul está em processo de aquecimento e de expansão da coluna de água, devido ao aumento do conteúdo de calor nas últimas duas décadas. Tendências negativas estiveram presentes apenas nas regiões mais austrais da bacia argentina. Quando as séries temporais originais foram divididas ao meio, duas novas tendências foram obtidas. Contudo, essas novas tendências lineares não foram complementares e não representaram a tendência da série total. Esses resultados sugerem que a análise de tendências lineares não é representativa para os processos locais e de bacia. Consequentemente, foi aplicado um método de tendência cúbica, obtendo-se parâmetros temporais correspondentes às trocas de sinal do sistema. Os resultados do cálculo demonstraram a não linearidade dos processos que ocorrem no Atlântico Sul. As tendências cúbicas para TSM apontaram para variações nas propriedades e na distribuição de massas de água ao longo da maior parte do Atlântico Sul para o período analisado. A variabilidade de baixa frequência da TSM é observada em toda área de estudo, possibilitando dividí-la em sub-regiões segundo a duração da oscilação. Esses resultados mostram que a variabilidade da TSM ocorre de sul para norte, pois os menores tempos de mudança de sinal da tendência ocorrem na Passagem de Drake por volta de 1998, chegando na CBM em 2002, em torno de 25°S em 2003 e em baixas latitudes em 2005. O centro do Atlântico Sul parece estar isolado das bordas e responder a forçantes distintas.

A ANM também apresentou um comportamento cúbico, demostrando a validade do novo método. Os resultados obtidos para ANM são muito similares aos encontrados para TSM, mostrando a conexão entre sub-superfície e superfície. A ANM propaga-se pelos principais corredores do Atlântico Sul com uma periodicidade de

baixa frequência. Para essas regiões, os períodos oscilam entre 11 e 14 anos, sendo a frequência predominante de 9 a 11 anos. Períodos menores que 8 anos são vistos desde 40°S em direção às latitudes mais altas, indicando que as mudanças ocorrem nestas regiões primeiro.

As tendências cúbicas médias da área para TSM e ANM foram de -0,0239 ^{o}C.ano^{-1} e de 3,0 mm.ano^{-1}, respectivamente. Esse resultado diverge daquele obtido pela tendência linear no caso da TSM (0,0135 ^{o}C.ano^{-1}), sugerindo o resfriamento do Atlântico Sul nas últimas duas décadas, e não o seu aquecimento. Para a ANM, a tendência cúbica média aproximou-se muito da linear e da observada na literatura, porém com um comportamento cúbico evidente. Assim pode-se assumir que o método linear não é o mais eficiente para descrever a variabilidade regional.

Alguns resultados obtidos nos capítulos 4.2 e 4.3, remontam a variabilidade de baixa frequência encontrada no capítulo 4.1. Os três modos da FOE de baixa frequência para RCV (Figura 4.15) são representados pela amplitude máxima do ciclo anual (FOE1 Figura 4.15-a, Figura 4.7-a), pela oscilação El Niño (FOE2 Figura 4.15-b, Figura 4.22-a) e pela oscilação La Niña (FOE3 Figura 4.15-c, Figura 4.25-a). A tendência cúbica da TSM (Figura 4.29) corresponde ao FOE1(Figura 4.11-a), onde as tendências inicial e final estão fora de fase (Figura 4.29-b,d) com a componente e a tendência média encontra-se em fase (Figura 4.29, c), comprovando a existência da oscilação de aproximadamente 20 anos. Não obstante, as componentes central e final da tendência cúbica da ANM também são representadas pela FOE1 de baixa frequência (Figura 4.13-a), estando a primeira em fase (Figura 4.31-c) com a componente e a segunda fora de fase (Figura 4.31-d). Esses resultados validam a importância dessas oscilações como forçantes da variabilidade do Atlântico Sul.

Todavia, todas as análises expostas neste trabalho apresentam limitações que devem ser consideradas. Os resultados observados para coluna de água são limitados pelas características dos dados de XBT do NOAA, onde a distribuição espaço-temporal dos dados restringiu as análises e o cálculo da climatologia dos perfis. Assim como a utilização dos dados do WOD09 como climatologia não foi satisfatória, devido à resolução espacial. Os resultados obtidos através de modelarem numérica são pendentes de testes estatísticos. Entretanto, esses resultados são coerentes com os resultados provenientes de observação do XBT NOAA feitos neste estudo, quando comparadas as PCM e os CCT (não mostrado). No caso da análise de tendência, o tamanho da série temporal interferiu na significância do método em algumas regiões da área de estudo, onde a alta frequência predomina. Neste caso específico, o período entre

1993 e 2011 foi utilizado pois compreende o período de dados altimétricos e era de interesse determinar a variabilidade da coluna de água via ANM.

Por fim, a contribuição dessa tese consiste em comprovar a importância do conteúdo de calor oceânico no surgimento das anomalias de TSM no Atlântico Sul, principalmente no Atlântico Sudoeste. Para fins meteorológicos, esse resultado aponta para essa região como importante no monitoramento climático regional, devido a sua grande variabilidade de alta e baixa frequências e sua pré-disposição em trocar calor entre a atmosfera sobrejacente e o oceano. Como contribuição para as Geociências, fica o questionamento se as tendências lineares são de fato o melhor método para descrever ambientes dinâmicos não lineares. Como mostrado neste trabalho, oscilações de baixa frequência são importantes na caracterização e na modulação do Atlântico Sul, como bacia ou como conjunto de sub-áreas independentes entre si.

5.1 Direções futuras

Ao longo do desenvolvimento desse trabalho, novas questões foram surgindo sobre o assunto aqui abordado. Dessa forma, seguem algumas sugestões para trabalhos futuros e considerações finais. Com o objetivo de verificar se o padrão de anomalias de CCT observado no capítulo 4 é resultado de alterações nas massas de água ou reflete a não representatividade do WOD09 para o Atlântico Sul, sugere-se a análise das anomalias de CCT na coluna de água seja feita com outra base de dados climatológicos.

Outra sugestão são as análises dos fluxos de calor e de balanço de calor para os casos de ENOS, pois essas podem ajudar na compreensão dos processos envolvendo as trocas de calor ao longo da coluna de água e entre o oceano e a atmosfera. Para essa abordagem pode-se levar em consideração as diferentes fases do ENOS e os diferentes tipos de eventos, como é o caso do ENOS Modoki (ASHOK et al., 2007). Essa abordagem explicaria parte dos altos desvios padrão encontrados neste trabalho. Uma análise de correlação com defasagem no tempo também seria uma ferramenta bastante útil para descrever os efeitos tardios do ENOS na circulação termohalina do Atlântico Sul.

O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do CPTEC/COLA utilizado para a realização de previsão climática no CPTEC é integrado duas vezes para cada condição inicial, uma com condições de contorno usando TSM climatológica e outra com TSM observada. Tendo em vista a importância da persistência dessas anomalias para previsão de clima, sugere-se a análise das anomalias de CCT.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABLAIN, M.; CAZENAVE, A.; VALLADEAU, G.; GUINEHUT, S. A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993−2008. **Ocean Sci.**, v. 5, p. 193–201, 2009. 92, 105

ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil−Malvinas Confluence South Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 115, p. 1–12, 2010. 11, 39

ALEXANDER, M.; SCOTT, J. The influence of ENSO on air−sea interaction in the Atlantic. **J. Geophys. Res. Lett.**, v. 29, p. doi:10.1029/2001GL014347, 2002. 88

ALEXANDER, M. A.; BLADÉ; NEWMAN, M.; LANZANTE, J. R.; LAU, N.-C.; SCOTT, J. D. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air−sea interaction over the global oceans. **J. of Clim.**, v. 15, p. 2205–2231, 2002. 64, 65

ALEXANDER, M. A.; DESER, C. A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude SST anomalies. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 25, p. 122–137, 1995. 1

ALEXANDER, M. A.; DESER, C.; TIMLIN, M. S. The reemergence of SST anomalies in the North Pacific Ocean. **J. of Climate.**, v. 12, p. 2419–2433, 1999. 6, 8, 9

ALEXANDER, M. A.; PENLAND, C. Variability in a mixed layer model of the upper ocean driven by stochastic atmospheric surface fluxes. **J. Climate**, v. 9, p. 2424–2442, 1996. 8

ALFORD, M. H. Redistribution of energy available for orcean mixing by long-range propagation of internal waves. **Nature**, v. 423, p. 159–162, 2003. 22

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **Int. J. of Clim.**, v. 25, p. 2017–2030, 2005. 65

ANTONOV, J. I.; LEVITUS, S.; BOYER, T. P. Climatological annual cycle of ocean heat content. **Geoph. resear. letters**, v. 31, n. L04304, p. 1–4, Fev 2004. 5, 6

_____. Thermosteric sea level rise, 1955−2003. **Geoph. resear. letters**, v. 32, n. L126012, p. 1–4, 2005. 92

ANTONOV, J. I.; SEIDOV, D.; BOYER, T. P.; LOCARNINI, R. A.; MISHONOV, A. V.; GARCIA, H. E.; BARANOVA, O. K.; ZWENG, M. M.; JOHNSON, D. R. World Ocean Atlas 2009 volume 2: Salinity .S. Levitus. **Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D. C.**, v. 105, p. 184 pp., http://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html 2010. 13

ASHOK, K.; BEHERA, S.; RAO, A. S.; WENG, H. Y.; YAMAGATA, T. El niño Modoki and its teleconnection. **J. Geophys. Res.**, v. 112, p. C11007,doi: 10.1029/2006JC003798., 2007. 114

ASSIREU, A.; STEVENSON, M.; STECH, J. Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained dy drifters. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 2, p. 145–157, Jan 2003.

AVISO. SSALTO/DUACS user handbook: (M)SLA and (M)ADT near-real time and delayed time products. **available from the AVISO, http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/product-information/duacs/**, p. 1–71, 2012. 17

BALMASEDA, M. A.; TRENBERTH, K. E.; KäLLéN, E. Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 17541759, 2013. 92

BARD, E.; RICKABY, R. E. M. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. **Nature**, v. 460, p. 380–383, 2009. 53

BARINGERË, M. O.; GARZOLI, S. L. Meridional heat transport determined with expendable bathythermographs –part I: Error estimates from model and hydrographic data. **Deep-Sea Research**, v. 54, p. 1390–1401, 2007. 2

BARREIRO, M. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. **Clim. Dyn.**, p. doi:10.1007/s00382–009–0666–9., 2009. 63, 65

BEAL, L. M.; RUIJTER, W. P. M. D.; BIASTOCH, A.; ZAHN, R.; 136., S. Working Group. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. **Nature**, v. 472, p. 429–436, doi:10.1038/nature09983., 2011. 39

BECKLEY, B. D.; LEMOINE, F. G.; LUTHCKE, S. B.; RAY, R. D.; ZELENSKY, N. P. A reassessment of global rise and regional mean sea level trends from topex and jason-1 altimetry based on revised reference frame and orbits. **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, p. L14608, 25 doi:10.1029/2007GL030002, 2007, 2007. 92

BELKIN, I. M.; GORDON, A. L. Southern Ocean fronts from the Greenwich Meridian to Tasmania. **J. Geophys. Res.,**, v. 101, p. 3675–3696, 1996. 38

BIASTOCH, A.; BÖNING, C. W.; SCHWARZKOPF, F. U.; LUTJEHARMS, J. R. E. Increase in Agulhas leakage due to poleward shift in the Southern Hemisphere westerlies. **Nature**, v. 462, p. 495–498, doi:10.1038/nature08519., 2009. 39, 53

BINDOFF, N. L. Climate change 2007:. In: SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K. B.; TIGNOR, M.; MILLER, H. L. (Ed.). **The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007. p. 385–432. 5, 92

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. **A Manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data.** Montreal, 1997. 52 p. 23

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American monsoon in the WCRP−CMIP3 multi−model simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 2091–2102, doi: 10.1007/s00382–010–0836–9., 2011. 72

BROWN, R. G.; BRETHERTON, C. S. A test of the strict quasi−equilibrium theory on long time and space scales. **J. Atmos. Sci**, v. 54, p. 624–638, 1997. 63, 88

BUDGELL, W. Numerical simulation of ice−ocean variability in the Barents Sea region. **Ocean Dynamics**, p. doi:10.1007/s10236–005–0008–3., 2005. 27

BYRNE, D. A.; GORDON, A. L.; HAXBY, W. F. Agulhas eddies: A synoptic view using Geosat ERM data. **J. of Phys. Ocean.**, v. 25, p. 902–917, 1995. 49

CAMARGO, R. de; TODESCO, E.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil−Malvinas Confluence region. **J. Geophys. Res.**, v. 118, n. 12, p. 6266–6280, 2013. 11, 38, 39, 91

CAMPOS, E.; PIOLA, A. R.; MATANO, R. P.; MILLER, J. L. Plata: A synoptic characterization of the southwest Atlantic shelf under influence of the Plata River and Patos Lagoon outflows. **Cont. Shelf Res.**, v. 28, p. 1551–1555, 2008. 80

CAMPOS, E. J. D.; LENTINI, C. A. D.; MIILER, J. L.; PIO1A, A. R. Interannua1 variabi1ity of the sea surface temperature in the South Brazi1 Bight. **Geophys. Res. Lett.**, v. 26, n. 14, p. 2061–2064, 1999. 56

CARTON, A. G.; GIESE, B. S. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2999–3017, 2008. 17

CAZENAVE, A.; DOMINH, K.; GUINEHUT, S.; BERTHIER, E.; LIOVEL, W.; RAMILLIEN, G.; ABLAIN, M.; LARNICOL, G. Sea level budget over 2003−2008: a reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. **Glob. Planet. Change**, v. 65, p. 83–88, 2009. 93

CAZENAVE, A.; LLOVEL, W. Contemporary sea level rise. **Annu. Rev. Mar. Sci.**, v. 2, p. 145–173, 2010. 38, 91, 92

CAZENAVE, A.; NEREM, R. S. Present-day sea level change: observations and causes. **Rev. Geophys.**, v. 42, p. RG3001, 2004. 92

CAZENAVE, A.; REMY, F. Sea level and climate: measurements and causes of changes. interdisciplinary rev. **Clim. Change**, v. 2, n. 5, p. 647–662, 2011. 38, 91

CECILIO, C. M.; GHERARDI, D. F. M.; SOUZA, R. B.; CORREA-RAMIREZ, M. Spatio-temporal variability of the eddy kinetic energy in the South Atlantic Ocean. **Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 11, p. 11, 2010 – 2014, doi:10.1109/LGRS.2014.2317414, 2014. 53, 58

CHANG, Y.-S.; ROSATI, A. J.; VEXXHI, G. A. Basin patterns of global sea level changes for 2004−2007. **J. of Mar. Sys.**, v. 80, p. 115–124, 2010. 93, 105

CHELTON, D.; SCHLAX, M.; FREILICH, M.; MILLIF, R. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. **Science**, v. 303, p. 978–983, 2004. 46

CHELTON, D.; SCHLAX, M.; SAMELSON, R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. **Prog. Oceanogr.**, v. 91, n. 2, p. 167–216, 2011. 52

CHELTON, D.; XIE, S.-P. Coupled ocean−atmosphere interaction at oceanic mesoscales. **Oceanography**, v. 23, n. 4, p. 52–69, 2010. 6

CHEN, D.; ZEBIAK, S. E.; BUSALACCHI, A. J.; CANE, M. A. An improved procedure for El Niño forecasting: Implications for predictability. **Science**, v. 269, p. 1699–1702, 1995. 93

CHIANG, J. C. H.; LINTNER, B. R. Mechanisms of remote tropical surface warming during El Niño. **J. Clim.**, v. 18, p. 4130–4149, 2005. 63, 88

CHIANG, J. C. H.; SOBEL, A. H. Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate. **J. Clim.**, v. 15, p. 2616–2631, 2002. 63, 88

CHURCH, J. A.; WHITE, N. J. A 20th century acceleration in global sea-level rise. **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, p. L01602, 2006. 92

CHURCH, J. A.; WHITE, N. J.; COLEMAN, R.; LAMBECK, K.; MITROVICA, J. X. Estimates ofthe regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. **J. Clim.**, v. 17, p. 2609–2625, 2004. 92

CHURCH, J. A.; WHITE, N. J.; KONIKOW, L. F.; DOMINGUES, C. M.; COGLEY, J. G.; RIGNOT, E.; GREGORY, J. M.; BROEKE, M. R. van den; MONAGHAN, A. J.; VELICOGNA, I. Revisiting the Earth's sea level and energy budgets from 1961 to 2008. **Geophys. Res. Lett.**, v. 38, p. L18601, doi:10.1029/2011GL048794, 2011. 38, 91

COLBERG, F.; REASON, C. J. C.; RODGERS, K. South atlantic response to el niño southern oscillation induced climate variability in an ocean general circulation model. **J. Geophys. Res.**, v. 109, C12015, n. doi:10.1029/2004JC002301, 2004. 64, 65, 78, 80, 88, 90

CONKRIGHT, M. E.; LOCARNINI, R. A.; GARCIA, H. E.; O′BRIEN, T. D.; P., B. T.; STEPHENS C.M ANTONOV, J. I. World Ocean Atlas 2001: Objective analyses, data statistics, and figures. **Natl. Oceanogr. Data Cent., Silver Spring**, n. 17, 2002. 7

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; BERG, L. van de; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KALLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE−SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B.-K.; PEUBEY, C.;

ROSNAY, P. de; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F. The ERA−Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v. 137, p. 553–597. doi: 10.1002/qj.828, 2011. 16

DERUIJTER, W. P. M.; BIASTOCH, A.; DRIJFHOUT, S. S.; LUTJEHARMS, J. R. E.; MATANO, R.; PICHEVIN T. VAN LEEUWEN, P. J. W. W. Indian−Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. **J. Geophys. Res.**, v. 104(C9), p. 20885–20910, 1998. 39

DESER, C.; ALEXANDER, M. A.; TIMLIN, M. S. Understanding the persistence of sea surface temperature anomalies in midlatitudes. **J. Climate**, v. 16, p. 52–72, 2003. 1, 7, 9, 10

DESER, C.; ALEXANDER, M. A.; XIE S-P. ADN PHILLIPS, A. S. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. **Annu. Rev. Mar. Sci.**, v. 2, p. 115–143, 2010. 1, 2, 3

DOMINGUES, C. M.; CHURCH, J. A.; WHITE, N. J.; GLECKLER, P. J.; WIJFFELS, S. E.; BARKER, P. M.; DUNN, J. R. Improved estimates of upper−ocean warming and multi−decadal sea−level rise. **Nature Letters**, v. 453, p. 1090–1093, 2008. 91, 92

DONG, S.; GARZOLI, S.; BARINGER, M.; MEINEN, C.; GUSTAVO, G. Interannual variations in the Atlantic meridional overturning circulation and its relationship with the net northward heat transport in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 36, p. L20606, doi:10.1029/2009GL039356, 2009. 2, 38

DONG, S.; GILLE, S. T.; SPRINTALL, J. An assessment of the Southern Ocean mixed layer heat budget. **Journal of Climate**, v. 20, p. 4425–4442, 2007. 2

DONG, S.; HAUTALA, S. L.; KELLY, K. A. Interannual variations in upper−ocean heat content and heat transport convergence in the Western North Atlantic. **J. of Phys. Ocean.**, v. 37, p. 2682–2697, 2007. 2

DONG, S.; KELLY, K. A. Heat budget in the Gulf Stream Region: The importance of heat storage and advection. **J. of Phys. Ocean.**, v. 34, p. 1214–1231, 2004. 1, 2

DONG, S.; SPRINTALL, J.; GILLE, S. T. Location of the Antarctic Polar Front from AMSR-E satellite sea surface temperature measurements. **J. of Phys. Ocean.**, v. 36, p. 2075–2090, 2006. 38

DONNERS, J.; DRIJFHOUT, S. The lagrangian view of South Atlantic interocean exchange in a global ocean model compared with inverse model results. **J. of Phys. Ocean.**, v. 34, p. 1019–1035, 2004. 39, 93

FETTER, A. F. H.; MATANO, R. P. On the origins of the variability of the malvinas current in a global, eddy-permitting numerical simulation. **J. Geophys. Res.**, v. 113, p. C11018, doi:10.1029/2008JC004875, 2008. 10, 39, 53

FLORENCHIE, P.; LUTJEHARMS, J. R. E.; REASON, C. J. C. The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. **Geophys. Res. Lett.**, v. 30(10), p. 1505, doi:10.1029/2003GL017172, 2003. 65, 80

FU, L. L. Wind-forced intraseasonal sea-level variability of the extratropical oceans. **, J. Phys. Oceanogr.**, v. 33, p. 436–449, 2003. 47

_____. Latitudinal and frequency characteristics of the west- ward propagation of large-scale oceanic variability. **, J. Phys. Oceanogr.**, v. 34, p. 1907–1921, 2004. 49

FU, L.-L.; CHENG, B.; QIU, B. 25−day period large−scale oscillations in the Argentine basin revealed by the TOPEX/Poseidon altimeter. **J. of Phys. Ocean.**, v. 31, p. 506–518, 2001. 53

FU, L.-L.; SMITH, R. Global ocean circulation from satellite altimetry and high-resolution computer simulation. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 77, p. 2625–2636, 1996. 53

FUKUMORI, R.; RAGHUNATH, L.; FU, L. The nature of global large−scale sea−level variability in relation to atmospheric forcing: A modeling study. **J. Geophys. Res.**, v. 103, p. 5493–5512, 1998. 50

GARNIER, E.; VERRON, J.; BARNIER, B. Variability of the South Atlantic upper ocean circulation: a data assimilation experiment with 5 years of TOPEX/ Poseidon altimeter observations. **Int. J. Remote Sens.**, v. 24, p. 911–934, 2002. 11, 38

GARZOLI, S.; GIULIVI, C. What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents? **Deep−Sea Res. I**, v. 41, p. 1527–1550, 1994. 11, 40

GARZOLI, S.; GORDON, A. L. Origins and variability of the Benguela Current. **J. Geophys. Res.**, v. 101, p. 897–906, 1996. 12, 39

GARZOLI, S. L. Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil−Malvinas Confluence. **Deep−Sea Research 1,**, v. 40, n. 7, p. 1379–1403, 1993. 11

GARZOLI, S. L.; MATANO, R. The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Deep−Sea Research II**, v. 58, p. 1837–1847, 2011. 38

GARZOLI, S. L.; RICHARDSON, P.; RAE, C. D.; FRATANTONI, D.; GONI, G.; ROUBICEK, A. Three Agulhas rings observed during the Benguela Current experiment. **J. Geophys. Res.**, v. 104(C9), p. 20971–20986, 1999. 12, 39

GIANNINI, A.; CHIANG, J. C. H.; CANE, M. A.; KUSHNIR, Y.; SEAGER, R. The ENSO teleconnection to the tropical Atlantic Ocean: contributions of the remote and local SSTs to rainfall variability in the tropical Americas. **J. Clim.**, v. 15, p. 4530–4544, 2001. 65, 88

GILLE, S. T. Decadal-scale temperature trends in the southern hemisphere ocean. **Journal of Climate**, v. 21), p. 4749–4764, 2008. 92

GLOVER, D. M.; BREWER, P. G. Estimates of wintertime mixed layer nutrient concentrations in the North Atlantic. **Deep-Sea Res.**, v. 35, p. 1525–1546., 1988. 23

GONI, G. J.; GARZOLI, S. L.; ROUBICEK, A. J.; OLSON, D. B.; BROWN, O. B. Agulhas ring dynamics from TOPEX/POSEIDON satellite altimeter data. **J. Mar. Res.**, v. 55, n. 5, p. 861–883, 1997. 12, 39, 49

GORDON, A. L. South Atlantic thermocline ventilation. **Deep Sea Research, Part I**, v. 28(11), p. 1239–1264, 1981. 6, 7

_____. Interocean exchange of thermocline water. **J. Geophys. Res.**, v. 91, p. 5037–5046, 1986. 39, 93

GORDON, A. L.; GREENGROVE, C. L. Geostrophic circulation of the Brazil−Falkland Confluence. **Deep Sea Research, Part I**, v. 33, p. 573–585, doi:10.1016/0198–0149(86)90054–3., 1986. 39

GORDON, A. L.; HAXBY, W. F. Agulhas eddies invade the South atlantic: Evidence from Geosat altimeter and shipboard conductivity-temperature-depth survey. **J. of Geophys. Res.**, v. 95(C03), p. 3117–3125, 1990. 49

GORDON, A. L.; WEISS, R. F.; SMETHIE, W. M.; WARNER, M. J. Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian oceans. **Geophys. Res.**, v. 97(C5), p. 7223–7240, 1992. 91

GRIMM, A.; TEDESCHI, R. ENSO and extreme rainfall events in South America. **J. Climate**, v. 22, p. 1589–1609, 2009. 40

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **J. Clim.**, v. 13, p. 35–58, 2000. 63

GU, D.; PHILANDER, S. G. H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. **Science**, v. 275, p. 805–807, 1997. 6, 7

GUERRERO, R. A.; ACHA, E. M.; FRAMINAN, M. B.; LASTA, C. Physical oceanography of the rio de ia plata estuary, argentina. **Continental Shelf Research**, v. 17, n. 7, p. 727–742, 1997. 33

HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D.; HAZELEGER, W.; SEVERIJNS, C.; PIOLA, A. R.; MOLTENI, F. Dominant modes of variability in the South Atlantic: A study with a hierarchy of oceanÅ°atmosphere models. **J. of Climate**, v. 18, p. 1719–1736, 2005. 58, 64, 108

HANSEN, J.; SATO, M.; KHARECHA, P.; SCHUCKMANN, K. von. Earth's energy imbalance and implications. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 24, p. 13,421–13,449, doi :10.5194/acp–11–13421–2011., 2011. 5

HUGHES, C. W.; MEREDITH, M. P.; HEYWOOD, K. J. Wind driven transport fluctuations through Drake Passage: A Southern mode. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, p. 1971–1992, 1999. 10, 50

IPCC. Climate change 2007:. In: SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K. B.; TIGNOR, M.; MILLER, H. L. (Ed.). **The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007. 91

_____. Climate change 2013:. In: STOCKER, T.; QIN, D.; PLATTNER, G. K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M. (Ed.). **The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the**

Intergovernmental Panel on Climate Change. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. p. 1535pp. 91

ISHII, M.; KIMOTO, M. Reevaluation of historical ocean heat content variations with time−varying XBT and MBT depth bias corrections. **J. of Ocean.**, v. 65, p. 287–299, 2009. 92

JEVREJEVA, S.; GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; HOLGATE, S. J. Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. **J. Geophys. Res.**, v. 111, p. C09012, doi:10.1029/2005JC003229, 2006. 41, 60

JEVREJEVA, S.; MOORE, J.; GRINSTED, A.; WOODWORTH, P. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? **Geophysical Research Letters**, v. 35, p. L08715, doi:10.1029/2008GL033611., 2008. 41, 60, 92

JOHNSON, G. C.; MCPHADEN, M. J. Interior pycnocline flow from the subtropical to the equatorial Pacific ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, p. 3073–3089, 1999. 6, 7

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S. K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP−DOE AMIP−II Reanalysis (R-2). **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 83, p. 1631–1643, 2002. 17

KARA, A. B.; ROCHFORD, P. A.; HURLBURT, H. E. An optimal definition for ocean mixed layer depth. **J. of Geophys. Res.**, v. 105, n. C7, p. 16,803–16,82, 2000. 23

KAROLY, D. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño Southern Oscillation events. **J. Climate**, v. 2, n. 1239–1252, 1989. 40

KARSTEN, R.; MARSHALL, J. Constructing the residual circulation of the ACC from observations. **J. of. Phys. Ocean.**, v. 32, p. 3315–3328, 2002. 52

KARSTENSEN, J.; QUADFASEL, D. Formation of Southern Hemisphere thermocline waters: Water mass conversion and subduction. **J. Physical Oceanog.**, v. 32, n. 320–3038, 2003. 6, 7

KLEIN, B.; MOLINARI, R. L.; MULLER, T. J.; SIEDLER, G. A transatlantic section at 14.5N: Meridional volume and heat fluxes. **J. Mar. Res.**, v. 53, n. 929–957, 1995. 10

KOHL, A.; STAMMER, D. Decadal sea level changes in the 50-year GECCO ocean synthesis. **J. of Climate**, v. 21, n. 9, p. 1876–1890, doi :10.1175/2007JCLI2081.1, 2008. 5

LEE, S.-K.; PARK, W.; SEBILLE, E. van; BARINGER, M. O.; WANG, C.; ENFIELD, D.; STEPHEN, B.; YEAGER, G.; KIRTMAN, B. P. What caused the significant increase in Atlantic ocean heat content since the mid-20th century? **Geophysical Research Letters**, v. 38, p. L17607, doi:10.1029/2011GL048856, 2011. 2, 9

LEE, T.; MCPHADEN, M. J. Decadal phase change in large−scale sea level and winds in the Indo−Pacific region at the end of the 20th century. **Geophys. Res. Lett.**, v. 35, n. 7, p. doi :200810.1029/2007GL032419, 2008. 5

LEGECKIS, R.; GORDON, A. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, v. 29, p. 375–401, 1982. 11, 38

LENTINI, C. A. D.; PODESTÁ, G. P.; CAMPOS, E. J. D.; OOLSON, D. B. Sea surface temperature anomalies on the Western South Atlantic from 1982 to 1994. **Continental Shelf Research**, v. 21, p. 89–112, 2001. 40, 64, 73

LEULIETTE, E.; MILLER, L. Closing the sea level rise budget with altimetry, argo, and GRACE. **Geophysical Research Letters**, v. 36, p. L04608. doi:10.1029/2008GL036010, 2009. 93

LEVITUS, S.; ANTONOV, J. I.; BOYER, T. P.; STEPHENS, C. Warming of the World Ocean, 1955−2003. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, p. L02604, doi:10.1029/2004GL021592, 2005. 1, 2, 5, 38, 69, 91, 92

LEVITUS, S.; ANTONOV, J. I.; BOYER, T. P.; LOCARNINI, R. A.; GARCIA, H. E.; MISHONOV, A. V. Global ocean heat content 1955−2008 in light of recently revealed instrumentation problems. **Geoph. Res. Lett.**, v. 36, p. L07608, doi:10.1029/2008GL037155, 2009. 1, 2, 5, 92

LEVITUS, S.; ANTONOV, J. I.; BOYER, T. P.; STEPHENS, C. Warming of the World Ocean. **Science**, v. 287, p. 2225–2229, 2010. 1, 2

LEVITUS, S.; ANTONOV, J. I.; WANG, J.; DELWORTH, T. L.; DIXON K. W. AD BROCCOLI, A. J. Anthropogenic warming of Earth s climate system. **Science**, v. 292, p. 267–270, 2001. 5

LIMA, I. D.; GARCIA, C. A. E.; JR., O. O. M. Ocean surface processes on the southern Brazilian shelf: characterization and seasonal variability. **Continental Shelf Research**, v. 16, n. 10, p. 1307–1317, 1996. 33

LIU, Z.; ALEXANDER, M. A. Atmospheric bridge, oceanic tunnel and global climatic teleconnections. **. Rev. Geophys.**, v. 45, p. RG2005, doi:2010.1029/2005RG000172, 2007. 93

LOCARNINI, R.; MISHONOV, A.; ANTONOV, J.; BOYER, T.; GARCIA, H.; BARANOVA, O.; ZWENG, M. M.; JOHNSON, D. World ocean atlas 2009. **Ed., NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.**, Volume 1: Temperature. S.Levitus, p. 184 p.http://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html., 2010. 13

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. Interannual to decadal changes in the western south atlantic surface circulation. **J. Geophys. Res.**, v. 116, p. C01014, doi:10.1029/2010JC006285, 2011. 41, 95, 96, 108

LYMAN, J. M.; WILLIS, J. K.; JOHNSON, G. C. Recent cooling of the upper ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L18604, 2006. 76, 84

MAINELLI, M.; DEMARIA, M.; SHAY, L. K.; GONI, G. Application of oceanic heat content estimation to operational forecasting of recent Atlantic category 5 hurricanes. **Weather and Forecasting**, v. 23, p. 2–14, 2008. 3

MATANO, R. P.; SCHLAX, M.; D.B.CHELTON. Seasonal variability in the Southwestern Atlantic. **J. of Geophys. Res.**, v. 98, p. 18027–18035, 1993. 11, 39, 40

MCPHADEN, M. J. Tropical Pacific ocean heat content variations and ENSO persistence barriers. **Geophys. Res. Lett.**, v. 30(9),1480, p. doi:10.1029/2003GL016872, 2003. 2

MELICE, J.-L.; SERVAIN, L. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. **Clim. Dyn.**, v. 20, p. 447–464, 2003. 64

MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific−South American modes and their downstream effects. **Int. J. Climatol.**, v. 21, p. 1211–1229, 2001. 90

MORON, V.; VAUTARD, R.; GHIL, M. Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. **Climate Dyn.**, v. 14, p. 545–569, 1998. 93, 94

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast of brazil: Observations, theory and numerical experiments with general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2653–2675, 1981. 93

NAMIAS, J.; BORN, R. M. Further studies of temporal coherence in North Pacific sea surface temperatures. **J. Geophys. Res.**, v. 79, p. 797–798, 1974. 8

NARAPUSETTY, B.; DELSOLE, T.; TIPPETT, M. K. Optimal estimation of the climatological mean. **J. of Climate**, v. 22, p. 4845–4860, doi: 10.1175/2009JCLI2944.1, 2009. 18, 22

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; ANYADIKE, R. N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic ocean? **J. of Geophys. Res.**, v. 116, p. D15104, doi:10.1029/2010JD015579, 2011. 50, 72

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical atlantic and south america. **Journal of Climate**, v. 10, n. 4, p. 2464–2479, 1996. 65

NOGUÉS−PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R.; BERBERY, E. H.; CHAO, W. C.; CHEN, T. C.; COOK, K.; DIAZ, A. F. G.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A. M.; KOUSKY, V.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J. D.; PAEGLE, J.; ROBERTSON, A. W.; SETH, A.; VERA, C. S.; ZHOU, J. Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American Monsoon. **Meteorologica**, v. 27, p. 3–30, 2002. 63

NOWLIN, W. D.; KLINCK, J. M. The physics of the Antartic Circumpolar Current. **Rewiews of Geo.**, v. 24, n. 3, p. 469–491, 1986. 38

OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P.; EVANS, R. H.; BROWN, O. B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. **Deep-Sea Research**, v. 35, p. 1971–1990, 1988. 38

ORSI, A.; WHITWORTH, T.; JR., W. N. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. **Deep−Sea Res. II**, v. 42, p. 641–673, 1995. 38, 70

PALMER, M. D.; HAINES, K.; TETT, S. F. B.; ANSELL, T. J. Isolating the signal of ocean global warming. **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, p. L23610,doi:10.1029/2007GL031712, 2007. 7

PARKER, D. E.; JONES, P. D.; FOLLAND, C. K.; BEVAN, A. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. **J. Geophys. Res.**, v. 99, p. 14373–14399, 1994. 93

PETERSON, R.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1–73, 1991. 12

PETERSON, R. G.; WHITE, W. B. Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic Circumpolar Wave with the tropical El Niño−Southern Oscillation. **J. of Geophys. Res.**, v. 103, n. C11, p. 24,573–24,583, 1998. 64

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. Sensibility tests of two different convection schemes using CPTECCOLA model. **XI Brazilian Conference of Meteorology, Rio de Janeiro - Brazil**, CDROM, p. MN008, 2000. In Portuguese. 10, 65

_____. The relative importance of ENSO and Tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 205–212, 2001. 93

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; CAMARGO, R. Multi-year measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil−Malvinas Confluence region. **Journal Geophysical Research**, v. 114, p. D19103, doi:10.1029/2008JD011379, 2009. 7, 11, 32, 38, 39

PIECUCH, C. G.; PONTE, R. M. Buoyancy−driven interannual sea level changes in the southeast tropical Pacific. **Geophys. Res. Lett.**, v. 39, n. 5, p. doi :201210.1029/2012GL051130, 2012. 5

PIOLA, A. R.; CAMPOS, E. J. D.; JR, O. O. M.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Subtropical Sheld Ffont off eastern South America. **J. Geophys. Resear.**, v. 105, n. C3, p. 6565–6578, 2000. 39

PIOLA, A. R.; MATANO, R. P. Brazil and Falklands (Malvinas) currents. **Academic Press**, p. doi:10.1006/rwos.2001.0358, 2001. 11, 32

PIOLA, A. R.; MÖLLER, O. O.; GUERRERO, R. A.; CAMPOS, E. J. D. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: winter 2003 and summer 2004. **Continental Shelf Research**, p. doi:10.1016/j.csr.2008.03.013, 2008. 7

PIZARRO, O.; MONTECINOS, A. Interdecadal variability of the thermocline along the west coast of south america. **Geophys. Res. Lett**, v. 31, n. L20307, p. doi:10.1029/2004GL020998, 2004. 78

POLITO, P.; SATO, O. T.; LIU, W. T. Characterization and validation of the heat storage variability from TOPEX/Poseidon at four oceanographic sites. **J. Geophys. Res.**, v. 105, n. C7, p. 16911–16921, July 2000. 2

POLITO, P. S.; SATO, O. T. Global interannual trends and amplitude modulations of the sea surface height anomaly from the TOPEX/Jason−1topex/jason-1 altimeters. **J. of Climate**, v. 21, p. 2824–2835, 2008. 93

PROVOST, C.; ESCOFFIER, C.; MAAMAATUAIAHUTAPU, K.; KARTAVTSEFF, A.; GARÇON, V. Subtropical Mode Waters in the South Atlantic ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 104, n. C9, p. 21,033–21,049, doi:10.1029/1999JC900049., 1999. 7

PROVOST, C.; GARCIA, O.; GARÇON, V. Analysis of satellite sea surface temperature time series in the Brazil−Malvinas Current Confluence region: Dominance of the annual and semiannual periods. **J. of Geophys. Res.**, v. 97, n. C11, p. 17,841–17,858, 1992. 45

PROVOST, C.; GARÇON, V.; FALCON, L. M. Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990. **Continental Shelf Research**, v. 16, p. 215–235, 1996. 7

PROVOST, C.; LETRAON, P.-Y. Spatial and temporal scales in altimetry variability in the Brazil−Malvinas Current Confluence Region: dominance of the semiannual period and large spatial scales. **J. of Geophys. Res.**, v. 98, n. C10, p. 18,037–18,051, 1993. 39, 45, 52

QIU, B. The Kuroshio Extension System: Its large-scale variability and role in the midlatitude ocean atmosphere interaction. **J. Oceanogr**, v. 58, p. 57–75, 2002. 8

RAE, C. D.; GARZOLI, S.; GORDON, A. The eddy field of the southeast Atlantic Ocean: a statistical census from the Benguela sources and transports (BEST) project. **J. Geophys. Res**, v. 101(C5), p. 11949–11964. doi:10.1029/95JC03360, 1996. 39

RAJEEVAN, M.; MCPHADEN, M. J. Tropical Pacific upper ocean heat content variatons and Indian summer monsoon rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 31,L18203, p. doi:10.1029/2004GL020631, 2004. 2

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **J. Clim.**, v. 15, n. 1609–1625, 2002. 96

RINTOUL, S. South Atlantic interbasin exchange. **J. Geophys. Res.**, v. 96, p. 26752692, 1991. 39, 93

RINTOUL, S. R.; ENGLAND, M. H. Ekman transport dominates local air-sea fluxes in driving variability of Subantarctic Mode Water. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, p. 1308–1321, 2002. 6

ROBERTS, J.; ROBERTS, T. D. Use of the Butterworth low−pass filter for teh oceanographic data. **J. Geophy. Res.**, v. 83, n. C11, p. 5510–5513, 1978. 21

ROBERTSON, A. W.; FARRARA, J. D.; MECHOSO, C. R. Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies. **J. of Climate**, v. 16, p. 2450–2552, 2003. 50

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the south atlantic convergence zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2947–2957, 2000. 50

RODRIGUES, R.; REINDERT, R.; HAARSMA, J.; CAMPOS, E. J. D.; AMBRIZZI, T. The impacts of inter El Niño variability on the tropical Atlantic and Northeast Brazil climate. **J. Climate**, v. 24, p. 3402–3422, 2011. 65

SAHA, S.; NADIGA, S.; THIAW, C.; WANG, J.; WANG, W.; ZHANG, Q.; DOOL, H. M. Van den; PAN, H. L.; MOORTHI, S.; BEHRINGER, D.; STOKES, D.; NA, M. P.; LORD, S.; WHITE, G.; EBISUZAKI, W.; PENG, P.; XIE, P. The NCEP Climate Forecast System. **J. Climate**, v. 19, p. 3483–3517, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3812.1, 2006. 17

SALLÉE, J.-B.; SPEER, K.; MORROW, R. Response of the Antarctic Circumpolar Current to atmospheric variability. **Journal of Climate**, v. 21, p. 3020–3039, 2008. 40, 53, 91

SALLÉE, J.-B.; SPEER, K.; RINTOUL, S.; WIJFFELS, S. Southern Ocean thermocline ventilation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 40, p. 509–529, 2010. 1

SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R.; BAVA, J.; GAGLIARDINI, A. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. **J. Geophys. Res.**, v. 109, n. C0527, p. doi:10.1029/2003JC002127, 2004. 7, 40

SARACENO, M.; PROVOST, C.; ZAJACZKOVSKI, U. Long-term variation in the anticyclonic ocean circulation over the Zapiola Rise as observed by satellite altimetry: Evidence of possible collapses. **Deep−Sea Res. I**, v. 56, p. 1077–1092, 2009. 11, 40, 54

SATO, O. T.; POLITO, P. S. Influence of salinity on the interannual heat storage trends in the Atlantic estimated from altimeters and Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic data. **J. Geophys. Res.**, v. 113, n. C02008, p. doi:10.1029/2007JC004151, 2008. 96, 98, 103, 105

SATO, O. T.; POLITO, P. S.; LIU, W. T. The importance of in situ salinity for altimeter heat storage estimation. **Geophys. Res. Lett.**, v. 27(4), p. 549–551, 2000. 2

SAUNDERS, P. M.; KING, B. A. Bottom current derived from a shipborne ADCP on WOCE cruise A11 in the South Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, p. 329–347, 1995. 11, 40

SCHNEIDER, N.; MILLER, A. J. Predicting western North Pacific ocean climate. **J. Climate**, v. 14, p. 3997–4002, 2001. 2, 8

SCHUCKMANN, K. von; TRAON, P.-Y. L. How well can we derive global ocean indicators from ARGO data? **Ocean Sci.**, v. 7, p. 783–791, doi:10.5194/os–7–783–2011, 2011. 98

SEBILLE, E. van; LEEUWE, P. J. van. Fast northward energy transfer in the Atlantic due to Agulhas rings. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 2305–2315, doi:10.1175/JPO3108.1, 2007. 9

SEVEROV, D. N.; MORDECKI, E.; PSHENNIKOV, V. A. SST anomaly variability in Southwestern Atlantic and El Niño/Southern Oscillation. **Advances in Space Research**, v. 3, p. 343–347, 2004. 64

SILVEIRA, I. P.; PEZZI, L. P. Sea surface temperature anomalies driven by oceanic local forcing in the Brazil Malvinas Confluence. **Ocean Dynamics**, v. 64, p. 347–360, 2014. 10, 40, 73, 80

SLOYAN, B. M.; RINTOUL, S. R. The Southern Ocean limb of the global deep overturning circulation. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 31, p. 143–173, 2001. 6

SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W.; PETERSON, T. C.; LAWRIMORE, J. Improvements to NOAA′s historical merged land−ocean surface temperature analysis (1880−2006). **J. of Climate**, v. 21, p. 2283–2297, doi: 10.1175/2007JCLI2100.1, 2008. 15

SOARES, H. C.; PEZZI, L. P.; M., G. D. F.; PAES, E. T. Oceanic and atmospheric patterns during spawning periods prior to extreme catches of the Brazilian sardine (sardinella brasiliensis) in the southwest Atlantic. **Scientia Marina**, v. 75, n. 4, p. 665–677, 2011. 39

SOKOLOV, S.; RINTOUL, S. R. Multiple jets of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 37, p. 1394–1412, 2007. 38

SONG, Y.; HAIDVOGE, D. B. A semi−implicit ocean circulation model using a generalized topography−following coordinate system. **J. Comp. Phys.**, v. 115, n. 1, p. 228–244, 1994. 26

SOUZA, E.; MONTéGUT, C. de B.; TRAON, P. Y. L. Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean. **Ocean Sci.**, v. 7, p. 317–334, 2011. 47, 53

SOUZA, R. B.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. A. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy South of the Brazil-Malvinas Confluence Region. **Rem. Sens. of Environ.**, v. 100, p. 52–66, doi:10.1016/ j.rse.2005.09.018, 2006. 11, 39

SPADONE, A.; PROVOST, C. Variations in the Malvinas Current volume transport since October 1992. **J. Geophys. Res.**, v. 114, n. C02002, p. doi:10.1029/2008JC004882, 2009. 39

SPEICH, S.; BLANKE, B.; VRIES, P. de; DOOS, K.; DRIJFHOUT, S.; GANACHAUD, A.; MARSH, R. Tasman Leakage: a new route for the global conveyor belt. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, n. 10, p. 1416, . doi:10.1029/2001GL014586, 2002. 12, 39

STEPHEN, R. R.; MATTHEW, H. E. Ekman transport dominates local air■ea fluxes in driving variability of Subantarctic Mode Water. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, p. 1308–1321, 2002. 7

STERL, A.; HAZELEGER, W. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic ocean. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 559–571, doi:10.1007/s00382–003–0348–y, 2003. 65, 90

STOMMEL, H. M. **Determination of Water Mass properties of Water pumped down from the Ekman Layer to the Geostrophic Flow Below**. [S.l.: s.n.], 1995. 207–211 p. 6

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999. 66, 89

STRAMMA, L.; IKEDA, Y.; PETERSON, R. G. Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20ºS. **Deep-Sea Resear.**, v. 37, p. 1875–1886., 1990. 38

STRAMMA, L.; PETERSON, R. G. The south atlantic current. **J. of Phys. Ocean.**, v. 20, p. 846–860, 1989. 32

SUGIMOTO, H.; HANAWA, K. Impact of remote reemergence of the Subtropical Mode Water on winter SST variation in the central North Pacific. **Journal of Climate**, v. 20, p. 173–186, 2007. 1

TALLEY, L. D. Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 33, p. 530–560, 2003. 38

THACKER, W. C. Estimating salinity to complement observed temperature: 2. northwestern atlantic. **Journal of Marine Systems.**, v. 65, n. 1–4, p. 249–267, doi:10.1016/j.jmarsys.2005.06.007., 2007. 14

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation.part I: Month−to−month variability. **J. of Climate**, v. 13, p. 1000–1016, 2000. 40

THUM, N.; ESBENSEN, S. K.; CHELTON, D. B.; MCPHADEN, M. J. Air-sea heat exchange along the Northern sea surface temperature front in the eastern tropical Pacific . **Journal of Climate**, v. 15, p. 3361–3378, 2002. 6

TIMLIN, M. S.; ALEXANDER, M. A.; DESER, C. On the reemergence of North Atlantic SST anomalies. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2707–2712, 2002. 9

TIMMERMANN, A.; MCGREGOR, S.; JIN, F. Wind effects on past and future regional sea level trends in the southern Indo−Pacific. **J. of Climate**, v. 23, n. 16, p. doi :10.1175/2010JCLI3519.1, 2010. 5

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. SST−induced wind variations over BrazilMalvinas Confluence: Satellite and in-situ observations. **J. of Climate**, v. 18, p. 3470–3483, 2005. 11, 39, 46

TRAON, P.-Y. L.; MINSTER, J. F. Sea level variability and semiannual Rossby waves in the South Atlantic Subtropical Gyre. **J. of Geophys. Res.**, v. 98(C7), p. 12315–12326, 1993. 46, 48, 49

TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G.; KAROLY, D.; KUMAR, A.; LAU, N.-C.; ROPELEWSKI, C. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. **J. Geophys. Res.**, v. 103, p. 14291–14324, 1998. 93

TRENBERTH, K. E.; DAI, A. Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geo engineering. **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, n. L15702, p. doi:10.1029/2007GL030524, 2007. 92

TSENG, L.; MECHOSO, C. R. A quasi-biennial oscillation in the equatorial Atlantic Ocean. **Geophys. Res. Lett.**, v. 28, p. 187–190, 2000. 40

TSUCHIYA, M.; TALLEY, L. D.; MCCARTNEY, M. S. Water mass distributions in the western South Atlantic: A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. **J. Mar. Res.**, v. 52, p. 55–81, 1994. 33

TSUJINO, H.; SUGINOHARA, N. Thermohaline circulation enhanced by wind forcing. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, p. 1506–1516, 1999. 6

TURNER, J. Review: The el Niño−Southern Oscillation and Antarctica. **Int. J. Climatol.**, v. 24, p. 1–31, 2004. 64

UNAL, Y.; GHIL, M. Interannual and interdecadal oscillation patterns in sea level. **Geophys. Res. Lett.**, v. 11, n. 5, p. 255–278., 1995. 41, 60

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmos. Sci. Let.**, v. 11, p. 21–26, 2010. 49

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L.; STRAUB, D. N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the south atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 19, p. 2673–2676, 1996. 10, 40, 54, 56, 61, 64, 65

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere−ocean coupled variability in the South Atlantic. **J. of Climate**, v. 10, p. 2904–2921, 1997. 50, 72

_____. An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other oceans basins. **J. of Geophys. Res.**, v. 103, n. C11, p. 24723–24736. doi:10.1029/98JC02443, 1998. 101, 107

VIANNA, M. L.; MENEZES, V. V. Doublecelled subtropical gyre in the South Atlantic ocean: Means, trends, and interannual changes. **J. Geophys. Res.**, v. 116, n. C03024,, p. doi:10.1029/2010JC006574, 2011. 12, 95, 98

VIANNA, M. L.; MENEZES, V. V.; CHAMBERS, D. P. A high resolution satellite−only GRACE−based dynamic topography of the South Atlantic Ocean. **Climate Dynamics**, v. 11, n. 5, p. doi:10.1029/2007GL031912., 2007. 98

VIMONT, D. J. The contribution of the interannual ENSO cycle to the spatial pattern of decadal ENSO-like variability. **J. Climate**, v. 18, p. 2080–2092, 2005. 22

VIVIER, F.; KELLY, K. A.; THOMPSON, L. Heat budget in the Kuroshio Extension Region: 1993−99. **J. of Phys. Ocean.**, v. 32, p. 3436–3454, 2002. 8

VIVIER, F.; PROVOST, C. Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/Poseidon? **J. Geophys. Res.**, v. 104, p. 21105–21122, 1999. 47

VIVIER, F.; PROVOST, C.; MEREDITH, M. P. Remote and local forcing in the Brazil-Malvinas Region. **J. of Phys. Ocean.**, v. 31, p. 892–913, 2001. 10, 39, 40, 47, 49, 54

WAINER, I.; VENEGAS, S. A. South Atlantic Multidecadal variability in the climate system model. **J. of Climate.**, v. 15, p. 1408–1420, 2002. 9, 40

WHITE, W. B.; ANNIS, J. L. Coupling of extratropical mesoscale ed- dies in the ocean to westerly winds in the atmospheric boundary layer. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 33, p. 1095–1107, 2003. 62

WHITE, W. B.; PETERSON, R. G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent. **Nature**, v. 380, p. 699–702, 1996. 63

WILKIN, J. L.; ARANGO, H. G.; HAIDVOGEL, D. B.; LICHTENWALNER, C. S.; DURSKI, S. M.; HEDSTROM, K. S. A Regional Ocean Modeling System for the long−term ecosystem observatory. **J. Geophys. Res.**, v. 110, n. C06S91, p. doi:10.1029/2003JC002218., 2005. 27

WILLIS, J. K.; CHAMBERS, D. P.; NEREM, R. S. Assessing the globally averaged sea level budget on seasonal to interannual timescales. **J. Geophys. Res.**, v. 113, p. C06015. doi:10.1029/2007JC004517, 2008. 93

WILLIS, J. K.; ROEMMICH, D.; CORNUELLE, B. Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales. **J. of Geophys. Res.**, v. 109, p. C12036, doi:10.1029/2003JC002260, 2004. 2, 6, 73, 84

WITTER, D. L.; GORDON, A. L. Interannual variability of south atlantic circulation from 4 years of topex/poseidon satellite altimeter observations. **J. of Geophys. Res.**, v. 104 (C9), p. 20927–20948, 1999. 56

XIE, S.-P. A dynamic ocean atmosphere model of the tropical atlantic decadal variability. **J. of Climate**, v. 12, p. 64–71, 1998. 40

XIE, S. P. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. **Bulletin of American Meteorological Society**, DOI:10.1175, n. BAMS-82-2-195, p. 195–208, 2004. 10

YOU, Y. Quantitative estimate of Antarctic Intermediate Water contributions from Drake Passage and the southwest Indian Ocean to the South Atlantic. **J. Geophys. Res.**, v. 107, p. 3031. doi:10.1029/2001JC000880, 2002. 39, 93

ZAVIALOV, P. O.; GHISOLFI, R. D.; GARCIA, C. A. E. An inverse model for seasonal circulation over the southern brazilian shelf: near-surface velocity from the heat budget. **J. of Phys. Ocean.**, v. 28, p. 545–562, 1998. 33

ZEBIAK, S. E. Airsea interaction in the equatorial Atlantic region. **J. Climate**, v. 6, p. 15671586, 1993. 40

ZHANG, R.; ROTHSTEIN, L. M.; BUSALACCHI, A. J. Origin of upper-ocean warming el *Niño* change on scales in the Tropical Pacific. **Nature**, v. 391, p. 879–882, 1998. 10

ZHARKOV, V.; NOF, D. Retroflection from slanted coastlines−circumventing the vorticity paradox. **Ocean Sci. Discuss.**, v. 4, p. 293–306, 2008. 39

ZHOU, J.; LAU, K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1623–1644, 2001. 63