Janini Pereira

Influência do Gelo Marinho Antártico no Setor Austral e Sudoeste do Atlântico Sul

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutor em Ciências; área: Oceanografia Física.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Ilana E. K. C. Wainer

Co-orientador: Prof. Dr. Maurício M. Mata

SÃO PAULO

2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**Influência do Gelo Marinho Antártico
no Setor Austral e Sudoeste do Atlântico Sul**

Janini Pereira

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutor em Ciências; área: Oceanografia Física.

Julgada em / /

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

À minha família.

*A maior recompensa do nosso trabalho não é o que nos pagam por ele, mas aquilo
em que ele nos transforma.*

—(John Ruskin)

Agradecimentos

Agradeço à minha orientadora Prof^a. Dr^a. Ilana Wainer pelo seu incentivo e ajuda no desenvolvimento desta pesquisa. Obrigada pela sua paciência no meu processo de amadurecimento científico. Também sou grata pelo seu apoio no meu doutorado sanduíche na UCLA e, por me introduzir a Prof^a. Dr^a. Marilyn Raphael e o Prof. Dr. Maurício M. Mata.

Agradeço à Prof^a. Dr^a. Marilyn Raphael que me recebeu durante 1 ano como estudante visitante em seu departamento, e ainda pelo seu tempo em acompanhar o meu trabalho. Thanks Marilyn!

Agradeço ao meu co-orientador Prof. Dr. Maurício M. Mata pela sua contribuição no desenvolvimento da pesquisa.

Agradeço de coração a minha família, a qual dedico esta tese. Aqui incluo a todos: pai, mãe, irmãos, namorado, avós, tios, tias, primos, primas, sobrinhos, cunhadas, sogro e sogra. Obrigada pela alegria e amor recebido de vocês. Agradecimentos especiais ao meu amor Duda pelo seu carinho todos os dias.

Agradeço à todos os meus amigos do LabMet, os que já saíram do IO e deixaram saudades Andréa, Gabriel e Marlos. Aos amigos que estão aqui Adriana, Anita, Bruno, Marcos e Daniel pela ajuda científica e atenção nas horas necessárias.

Agradeço também aos novos amigos da UCLA Will, Xavier e Ed pelo help várias vezes, e as meninas Ann, Eileen, Jamie e Monica pela amizade.

Agradeço as minhas amigas, Fê, Aninha, Gabi, Cintia, Bibi, Paola, Angela, Grazi, Cacá, Raquel e Fabíola pelas horas de conversa e desabafo.

Meus sinceros agradecimentos a todos os professores e funcionários do IOUSP pela atenção aos alunos, as meninas da biblioteca, aos técnicos de informática, as secretárias do DOF e da Pós-graduação.

Por fim, agradeço à FAPESP (processo n° 03/03054-2) e CAPES (PDEE - BEX n° 0678058) pelo fomento das bolsas de estudos para a realização desta tese.

Sumário

Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	xx
Lista de Siglas	xxi
1 Introdução	1
1.1 Importância do Tema de Trabalho	1
1.2 O Papel do Gelo Marinho no Clima	2
1.3 Modos de Variabilidade Climática Extratropical do Hemisfério Sul . .	6
1.4 Caracterização da Região de Estudo	9
1.4.1 Mar de Weddell	9
1.4.2 Confluência Brasil-Malvinas	14
1.5 Objetivo Geral	22
1.5.1 Objetivos Específicos	22
2 Materiais e Métodos	24
2.1 Conjunto de Dados a Ser Utilizado	24
2.1.1 Dados Observacionais do SODA	24
2.1.2 O Modelo Numérico	25
2.2 Metodologia	31
2.2.1 Análise de Correlação	31
2.2.2 Funções Ortogonais Empíricas	31

2.2.3	Análise de Fourier e Espectros de Potência	33
2.2.4	Decomposição em Valores Singulares	34
3	Climatologia Anual	37
3.1	Mar de Weddell	37
3.1.1	Intercomparação entre: Controle X SODA	37
3.1.2	Resultados dos Experimentos Extremos	39
3.2	Confluência Brasil Malvinas	64
3.2.1	Resultados dos Experimentos	65
4	Variabilidade Interanual	88
4.1	Mar de Weddell	88
4.1.1	Modos de Variabilidade	88
4.1.2	Períodos Dominantes	93
4.1.3	Modos Acoplados	95
4.2	Confluência Brasil Malvinas	98
4.2.1	Modos de Variabilidade	98
4.2.2	Períodos Dominantes	103
4.2.3	Modos Acoplados	105
5	Influência do Modo Anular - SAM	109
5.1	O Modo Anular Simulado	109
5.2	Composições dos Eventos Positivos	111
6	Discussões e Conclusões	118
	Referências Bibliográficas	127

Resumo

Este trabalho apresenta uma investigação da interação entre o gelo marinho Antártico e o setor austral e sudoeste do Atlântico Sul. Para realizar este estudo foram utilizados dados de satélite da concentração do gelo marinho e o modelo numérico acoplado do NCAR (*Nacional Center for Atmospheric Research*) o CCSM3 (*Community Climate System Model*) versão 3. O CCSM3 foi integrado por 150 anos em 3 diferentes simulações. Estas foram forçadas com as climatologias prescritas da concentração de gelo máximo (MAX), mínimo (MIN) e médio (controle) com o objetivo de avaliar o impacto das mudanças do gelo marinho Antártico no Mar de Weddell e na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Este estudo enfatiza a interação das escalas de tempo anual, interanual a decadal. A metodologia empregada nesta pesquisa inclui as análises de correlação e espectral, bem como as técnicas estatísticas de funções ortogonais empíricas (EOF) e decomposição de valores singulares (SVD). O comportamento climático das variáveis oceânicas apresentou sensibilidade às diferentes concentrações de gelo marinho Antártico. A variabilidade das anomalias de TSM e SSM mostraram para o experimento MIN padrões espaciais que caracterizam um regime frio do Giro de Weddell, associado a menor intrusão da CDW. A resposta da variabilidade da temperatura, entre os cenários de gelo MAX e MIN, para a região da CBM sugere que menores concentrações de gelo marinho Antártico intensificam as anomalias de TSM desta região, com periodicidade interanual de 2-3 anos e decadal de 25 anos. A circulação oceânica, em ambas as regiões analisadas, associada a fase positiva da SAM se intensifica devido a influência das menores concentrações de gelo marinho.

Abstract

In this work the interaction between Antarctic sea-ice and the South Atlantic ocean (austral and southwestern sectors) is investigated. To accomplish this satellite-observed sea-ice concentration (SIC) and a coupled model from NCAR-CCSM3 (National Center for Atmospheric Research - Community Climate System Model version 3) were employed. Three 150-year simulations, one each with the maximum (MAX), minimum (MIN) and average (control) SIC prescribed climatologies, were used to drive the CCSM3 run. The goal of the research is to evaluate the Weddell Sea and Brazil-Malvinas confluence (BMC) response to observed extremes in Antarctic sea-ice. This study focuses on annual, interannual and decadal timescales. The applied methodology uses correlation and spectrum analyses, as well as Empirical Orthogonal Functions (EOF) and Singular Value Decomposition (SVD). The annual mean behavior of oceanic variables showed sensibility to Antarctic sea-ice changes. The variability of SST and SSS anomalies showed for the sea-ice MIN experiment a spatial pattern that characterizes the cold regime of the Weddell Gyre, associate with low CDW intrusion. The response of the temperature variability, between sea-ice MAX and MIN scenarios, for the BMC region suggests that less Antarctic sea-ice produces a SST anomaly intensification in this region with a interannual cycle of the 2-3year and decadal cycle of the 25-year. The oceanic circulation in both study regions, related to positive SAM events, showed a intensification to less SIC influence.

Lista de Figuras

1.1	Média sazonal da cobertura de gelo, baseado em dados do satélite. A direita referente ao mês de fevereiro e a esquerda referente ao mês de outubro (<i>Fonte: Nimbus 7</i>).	3
1.2	Diagrama esquemático da variabilidade atmosférica e oceânica na fase positiva da SAM (<i>Fonte: Hall & Visbeck, 2002</i>).	9
1.3	Região do Mar de Weddell - setor Atlântico do Oceano Austral (<i>Fonte: Pereira, 2002</i>).	10
1.4	Distribuição de massas d'água no Mar de Weddell. (<i>Fonte: Robertson et al., 2002</i>).	13
1.5	Região de entrada (<i>inflow</i> - em vermelho) e saída (<i>outflow</i> - em azul) do Mar de Weddell (<i>Fonte: Robertson et al., 2002</i>).	14
1.6	Diagrama esquemático do Giro Subtropical do Atlântico Sul. (Adaptado de Peterson & Stramma, 1991).	15
1.7	Diagrama esquemático da região da Confluência Brasil-Malvinas (<i>Fonte: Piola & Matano, 2001</i>).	16
1.8	Diagrama TS da região oeste do Atlântico Sul (<i>Fonte: Piola & Matano, 2001</i>).	20
2.1	Distribuição espacial sazonal da diferença entre as climatologias de máximo e mínimo da concentração do gelo marinho. Fração da cobertura de gelo varia entre 0-1. Intervalos de 0,05.	30
3.1	Campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,25°C.	38

3.2	Campo de corrente da superfície no Mar de Weddell. Velocidade em cm/s (com vetor de magnitude de 15).	39
3.3	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,1°C.	40
3.4	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da temperatura da superfície do mar (TSM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,1°C.	41
3.5	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo de salinidade da superfície do mar (SSM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,1 ups.	41
3.6	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de salinidade da superfície do mar (SSM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,05 ups.	41
3.7	Campo de pressão ao nível do mar (PNM) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,5 hPa.	43
3.8	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo de pressão ao nível do mar (PNM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,1 hPa.	43
3.9	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de pressão ao nível do mar (PNM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,01 hPa.	44
3.10	Campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,01 Nm ⁻²	45

3.11	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,001 \text{ Nm}^{-2}$	45
3.12	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,01 \text{ Nm}^{-2}$	45
3.13	Campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_y) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,01 \text{ Nm}^{-2}$	46
3.14	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos gelo marinho MAX e MIN para o campo da componente meridional da tensão de cisalhamento do vento (τ_y) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,0005 \text{ Nm}^{-2}$	46
3.15	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da componente meridional da tensão de cisalhamento do vento (τ_y) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,005 \text{ Nm}^{-2}$	46
3.16	Campo da tensão de cisalhamento do vento (τ) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intensidades em Nm^{-2} (com vetor de magnitude de 0,1).	47
3.17	Campo de velocidade zonal (UVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $2,5 \text{ cm/s}$	48
3.18	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos gelo marinho MAX e MIN para o campo de velocidade zonal (UVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de $0,5 \text{ cm/s}$	48

3.19	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de velocidade zonal (UVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de 0,5 cm/s.	49
3.20	Campo de velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.	49
3.21	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos gelo marinho MAX e MIN para o campo de velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de 0,1 cm/s.	50
3.22	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de 0,5 cm/s.	50
3.23	Campo de corrente de superfície do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Velocidades em cm/s (com vetor de magnitude de 15).	50
3.24	Campo de Função de Corrente do Transporte Barotrópico (TB) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0-120 (20), 120-180 (7,5), 180-200 (2,5) em Sv.	51
3.25	Diferença entre o gelo marinho MAX e MIN para o campo de Função de Corrente do Transporte Barotrópico (TB) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,25 Sv.	51
3.26	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de Função de Corrente do Transporte Barotrópico (TB) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,25 Sv.	51

3.27	Localização das seções SR4 e A12 no Mar de Weddell (<i>Fonte: Fahr- bach et al., 2004</i>).	53
3.28	Perfil de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de inte- gração, da radial do Mar de Weddell para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,1°C.	55
3.29	Diferenças dos perfis de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Weddell entre os expe- rimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,1 °C.	55
3.30	Perfil de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de inte- gração, da radial do Mar de Weddell para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,1 ups.	56
3.31	Diferenças dos perfis de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Weddell entre os expe- rimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05 ups.	56
3.32	Perfil de velocidade zonal (UVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, da radial do Mar de Weddell para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,6 cm/s.	56
3.33	Diferenças dos perfis de velocidade zonal (UVEL), da média clima- tológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Weddell entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Inter- valos de 0,2 cm/s.	57
3.34	Perfil de velocidade meridional (VVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, da radial do Mar de Weddell para os experi- mentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,8 cm/s.	58
3.35	Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL), da média cli- matológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Wed- dell entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,4 cm/s.	58

3.36	Perfil de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,1°C.	59
3.37	Diferenças dos perfis de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,1°C.	60
3.38	Perfil de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,1 ups.	60
3.39	Diferenças dos perfis de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05 ups.	60
3.40	Perfil de velocidade zonal (UVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.	61
3.41	Diferenças dos perfis de velocidade zonal (UVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,25 cm/s.	61
3.42	Perfil de velocidade meridional (VVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,4 cm/s.	63
3.43	Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,1 cm/s.	63
3.44	Campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) sobreposto pelo campo de corrente na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1°C e velocidade em cm/s (vetor com magnitude de 50).	66

3.45	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,05°C.	67
3.46	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1°C.	68
3.47	Campo de salinidade da superfície do Mar (SSM), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,25 ups.	68
3.48	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da salinidade de superfície do Mar (SSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 ups.	69
3.49	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de salinidade da superfície do Mar (SSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 ups.	69
3.50	Campo de pressão ao nível do mar (PNM), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região do Atlântico Sul. Intervalos de 1 hPa.	70
3.51	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo de pressão ao nível do mar (PNM), na região do Atlântico Sul. Intervalos de 0,1 hPa.	70
3.52	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de pressão ao nível do mar (PNM), na região do Atlântico Sul. Intervalos de 0,1 hPa.	70

3.53	Campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 N/m ²	71
3.54	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da tensão de cisalhamento zonal do vento (τ_x), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,001 N/m ²	71
3.55	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da tensão de cisalhamento zonal do vento (τ_x), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,001 N/m ²	71
3.56	Campo da componente meridional da tensão de cisalhamento do vento (τ_y), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,005 N/m ²	72
3.57	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da tensão de cisalhamento meridional do vento (τ_y), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,0005 N/m ²	72
3.58	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da tensão de cisalhamento meridional do vento (τ_y), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,05 N/m ²	72
3.59	Campo da tensão de cisalhamento do vento (τ) na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Velocidade em N/m ² (vetor com magnitude de 0,5).	74
3.60	Campo da velocidade zonal (UVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.	75

3.61	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo zonal (UVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.	75
3.62	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo zonal (UVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.	75
3.63	Campo da velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.	76
3.64	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo meridional (VVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.	76
3.65	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo meridional (VVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.	76
3.66	Campo da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Velocidade em cm/s (vetor com magnitude de 50).	77
3.67	Campo da função de corrente do transporte barotrópico (TB) na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 10 Sv.	78
3.68	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da função de corrente do transporte barotrópico (TB) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,5 Sv.	78

3.69	Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da função de corrente do transporte barotrópico (TB) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,5 Sv.	78
3.70	Perfil de temperatura em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,5°C.	80
3.71	Diferenças dos perfis de temperatura em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,01°C.	80
3.72	Perfil de salinidade em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,01 ups.	81
3.73	Diferenças dos perfis de salinidade em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,005 ups.	81
3.74	Perfil de velocidade zonal (UVEL) em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,5 cm/s.	82
3.75	Diferenças dos perfis de velocidade zonal (UVEL) em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,01 cm/s.	82
3.76	Perfil de velocidade meridional (VVEL) em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.	82
3.77	Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL) em 37°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,1 cm/s.	83
3.78	Perfil de temperatura em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,05°C.	84

3.79	Diferenças dos perfis de temperatura em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05°C.	84
3.80	Perfil de salinidade em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,1 ups.	84
3.81	Diferenças dos perfis de salinidade em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,01 ups.	85
3.82	Perfil de velocidade zonal (UVEL) em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.	86
3.83	Diferenças dos perfis de velocidade zonal (UVEL) em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05 ups.	86
3.84	Seções de velocidade meridional (VVEL) em 45°S para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.	86
3.85	Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL) em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05 ups.	87
4.1	Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	90
4.2	Segundo modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	90
4.3	Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura de Subsuperfície (T250m) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	92

4.4	Primeiro modo da EOF para o campo de salinidade de superfície do mar (SSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	92
4.5	Segundo modo da EOF para o campo de Salinidade da Superfície do Mar (SSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	93
4.6	Primeiro modo da EOF para o campo de Pressão ao Nível do Mar (PNM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	93
4.7	Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.	94
4.8	Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Pressão ao Nível do Mar (PNM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.	95
4.9	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	96
4.10	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	97

4.11	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	97
4.12	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	98
4.13	Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	99
4.14	Segundo modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	100
4.15	Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura de Subsuperfície (T250) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	100
4.16	Primeiro modo da EOF para o campo de Salinidade da Superfície do Mar (SSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	102
4.17	Segundo modo da EOF para o campo de Salinidade da Superfície do Mar (SSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	102

4.18	Primeiro modo da EOF para o campo de Pressão ao Nível do Mar (PNM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	103
4.19	Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.	104
4.20	Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Pressão ao Nível do Mar (PNM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.	105
4.21	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	106
4.22	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	107
4.23	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	108
4.24	Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.	108

5.1	Primeiro modo da EOF para as anomalias anuais do campo da Pressão ao Nível do Mar (PNM). Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.	110
5.2	Composições dos eventos positivos para a anomalia da Pressão ao Nível do Mar (PNM). Intervalos de 0,1 hPa. Série temporal do índice da SAM alisada em 5 anos com reta de 0,5 do desvio padrão.	111
5.3	Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Mar de Weddell. Intervalos de 0,01°C.	112
5.4	Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura de Subsuperfície, em 250 m de profundidade (T250) do Mar de Weddell. Intervalos de 0,025°C.	113
5.5	Composições dos eventos positivos para a anomalia da Tensão de cisalhamento do vento zonal (τ_x) do Mar de Weddell. Intervalos de 0,0025 N/m ²	113
5.6	Composições dos eventos positivos para a anomalia do Transporte Barotrópico (TB) do Mar de Weddell. Intervalos de 0,25 Sv.	114
5.7	Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,05°C.	114
5.8	Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura de Subsuperfície, em 250 m de profundidade (T250) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,05°C.	115
5.9	Composições dos eventos positivos para a anomalia da Tensão de cisalhamento do vento zonal (τ_x) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,0025 N/m ²	116
5.10	Composições dos eventos positivos para a anomalia do Transporte Barotrópico (TB) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 1 Sv.	117
5.11	Composições dos eventos positivos para a anomalia da componente zonal de velocidade (UVEL) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,25 cm/s.	117

Lista de Tabelas

1.1	Principais massas d'água do Mar de Weddell de acordo com <i>Schodlok</i> et al. (2002).	12
3.1	Influência do gelo marinho extremo nas variáveis oceânicas de superfície na região do Mar de Weddell e da Passagem de Drake. O X representa as maiores diferenças entre os experimentos nas regiões específicas.	64
3.2	Influência do gelo marinho extremo nas variáveis oceânicas de superfície da região da CBM. O X representa as maiores diferenças entre os experimentos nas regiões específicas.	87

Lista de Siglas

AABW - Água de Fundo Antártica
AAO - Oscilação Antártica
AAIW - Água Intermediária Antártica
AASW - Água de Superfície Antártica
ACW - Onda Circumpolar Antártica
ADCP - Acoustic Doppler Current Profiler
AF - Acoplador de Fluxos
ASM - Altura da Superfície do Mar
CAM - Component Atmosphere Model
CCA - Corrente Circumpolar Antártica
CCSM - Community Climate System Model
CBM - Confluência Brasil-Malvinas
CDW - Água Profunda Circumpolar
CLM - Component Land Model
COADS - Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
CSIM - Component Sea-Ice Model
CW - Água Costeira
ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOF - Funções Ortogonais Empíricas
FFT - Transformada de Fourier Rápida
HLM - Modo de Altas Latitudes
HSSW - Água de Plataforma de Alta Salinidade
IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change
ITCZ - Zona de Convergência Intertropical
LCDW - Água Profunda Circumpolar Inferior
MAX - Climatologia Máxima de Gelo Marinho Observado

MIN - Climatologia Mínima de Gelo Marinho Observado

MTM - Método Multi-Taper

MW - Mar de Weddell

MWDW - Água Profunda Quente Modificada

NADW - Água Profunda do Atlântico Norte

NCAR - National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Center for Environment Prediction

PNM - Pressão ao Nível do Mar

POP - Parallel Ocean Program

SACW - Água Central do Atlântico Sul

SAM - Modo Anular

SAO - Oscilação Semi-Anual

SMMR - Scanning Multichannel Microwave Radar

SSM/I - Special Sensor Microwave/Imager

SODA - Simple Ocean Data Assimilation

SSM - Salinidade da Superfície do Mar

S250 - Salinidade em 250m de Profundidade

SRES - Special Report Emissions Scenarios

SVD - Decomposição de Valores Singulares

TB - Transporte Barotrópico

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

T250 - Temperatura em 250m de Profundidade

TW - Água Tropical

UCDW - Água Profunda Circumpolar Superior

UVEL - Componente Zonal da Corrente

VVEL - Componente Meridional da Corrente

WDW - Água Cálida Profunda

WOCE - World Ocean Circulation Experiment

WSBW - Água de Fundo do Mar de Weddell

WSDW - Água Profunda do Mar de Weddell

WW - Água de Inverno

Capítulo 1

Introdução

1.1 Importância do Tema de Trabalho

Um tópico importante e que está sendo estudado na atualidade é o papel da interação oceano-atmosfera-gelo marinho na influência do clima e na variabilidade climática. Na região do Atlântico Sul, o impacto do gelo marinho e sua variabilidade climática ainda não foram investigados em profundidade. Conseqüentemente, grandes incertezas existem nesta região em relação ao entendimento da interação oceano-atmosfera e sua sensibilidade ao gelo marinho. O resultado dessa pesquisa irá aumentar o conhecimento dos processos de interação entre o oceano, atmosfera e o gelo marinho, mostrando a sensibilidade do sistema climático do setor sul do Atlântico Sul às mudanças do gelo marinho Antártico, e ainda contribuir para o aprimoramento de futuras simulações de modelagem climática global.

O estudo proposto investiga o sistema climático do setor sul do Atlântico Sul de um ponto de vista ainda não considerado. A contribuição desse estudo para a ciência será um melhor entendimento da variabilidade climática anual, interanual e decadal do oceano e da atmosfera na região do Mar de Weddell e Confluência Brasil-Malvinas, levando em conta o papel do gelo marinho Antártico.

Na sociedade, a variabilidade climática e seus impactos estão sendo melhor conhecidos através de suas escalas de tempo e seu potencial de incorporar um planejamento econômico de longo termo. Desta forma, os resultados deverão apresentar

algum valor de previsão, como por exemplo, o uso das tendências na concentração do gelo marinho podem ser usadas para sugerir mudanças em variáveis climáticas tal como a temperatura e também diferenças no cenário climático, ou seja, o aumento do derretimento do gelo marinho Antártico.

1.2 O Papel do Gelo Marinho no Clima

A Antártica é parte do sistema ambiental global e um dos principais controladores da circulação atmosférica e oceânica do planeta. O limite desse continente, em aproximadamente 70°S é a parte do planeta que tem se mostrado mais sensível às mudanças ambientais globais. Modificações na química atmosférica, causada pela atividade industrial dos dois hemisférios, já afetam as condições regionais (Wainer *et al.*, 2004). Por exemplo, o aumento da concentração de gases estufa e um conseqüente aquecimento global pode ser a causa da fragmentação de milhares de quilômetros quadrados do gelo nos últimos anos. Esse processo modifica não só as condições ambientais locais como altera o habitat da fauna local, e o quadro oceanográfico e climático no extremo sul dos oceanos globais.

O gelo marinho causa impacto no clima de diversas maneiras. Dentre as características geradoras de impactos climáticos mais importantes destaca-se a reflexão dos raios solares incidentes sobre o gelo. Portanto, o gelo funciona como um isolador eficiente que restringe as trocas de calor, massa e momentum entre a atmosfera e o oceano adjacente (Parkinson, 2004).

A extensão do gelo do mar na Antártica possui grandes variações sazonais (figura 1.1) com uma área máxima de aproximadamente $2 \times 10^7 \text{ km}^2$ no começo da primavera para $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ no outono (Zwally *et al.*, 1983). No estudo de Carmack (1990), o autor apresenta uma variação média da extensão superficial do gelo marinho na Antártica de tipicamente de $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ no verão austral para cerca de $21 \times 10^6 \text{ km}^2$ durante o inverno, ou seja, cerca de 60% do oceano ao sul da Convergência Antártica encontra-se coberto por gelo no final do inverno, enquanto, somente cerca de 12% da mesma área fica coberta por gelo ao final do verão (Deacon, 1982). Esta variação resulta em uma forte mudança sazonal no balanço de calor da superfície sobre os oceanos do Hemisfério Sul.

Figura 1.1: Média sazonal da cobertura de gelo, baseado em dados do satélite. A direita referente ao mês de fevereiro e a esquerda referente ao mês de outubro (Fonte: Nimbus 7).

O oceano Austral pode ser de fundamental importância para o estudo climático, pois é o principal meio pelo qual ocorrem as trocas de energia, calor e massa entre as três bacias oceânicas. Acredita-se que essas trocas tenham um papel significativo no controle do clima mundial (White & Peterson, 1996; White, 2000).

A variabilidade sazonal e interanual da cobertura do gelo do mar tem também um impacto significativo nos processos de modificações das massas de água, em particular nas bacias do Mar de Weddell e no Mar de Ross (Comiso & Gordon, 1998; Markus *et al.*, 1998). Nessas duas regiões chaves, a formação do gelo e seu derretimento influenciam a estabilidade do oceano superior devido à mudança da salinidade (Martinson & Iannuzzi, 1998; Venegas & Drinkwater, 2001). Esses mecanismos afetam diretamente o processo de formação das massas de água que por sua vez influenciam a circulação termohalina global.

Estudos observacionais sobre a interação do gelo marinho com a atmosfera mostram que há uma forte retroalimentação entre os dois (Walsh, 1983; Wendler & Nagashima, 1987), particularmente nas escalas de tempo mais rápidas (intra-sazonal), entretanto, o mecanismo que rege tais processos ainda não está claro.

Holland *et al.* (2001) observaram, através de simulações, a influência do gelo marinho do Ártico na variabilidade climática do Atlântico Norte. Os autores sugerem que as trocas de água doce proveniente da variação da cobertura de gelo é o processo predominante em forçar a variabilidade da circulação termohalina. Belkin *et al.* (1998) identificaram que as anomalias negativas de salinidade do “*Great Salinity Anomalies*” do Atlântico Norte, fenômeno descrito por Dickson *et al.* (1988), foram uma consequência das anomalias positivas da extensão do gelo no mar do Labrador.

No Hemisfério Norte estudos observacionais e de modelagem dos campos de temperatura da superfície do mar (TSM) e pressão ao nível do mar (PNM) mostram que a variabilidade climática de escala de tempo decadal a multidecadal pode aumentar os mecanismos de acoplamento ar-mar. As anomalias atmosféricas e oceânicas podem ser mantidas ou dispersadas por retroalimentação positiva ou negativa (Tourre *et al.*, 1999b; Zhang *et al.*, 1997; Parker *et al.*, 1994 e White & Cayan, 2000). No oceano Atlântico Norte o sistema oceano-atmosfera tem uma variabilidade com escala de tempo decadal a interdecadal identificado por alguns autores, tais como Kushnir (1994); Levitus *et al.* (1994) e Tourre *et al.* (1999a). Sugere-se que os mecanismos que conduzem esta variabilidade são as mudanças de longo termo da alta subtropical (Bjerknes, 1964; Grotzner & Barnett, 1998).

Um contribuidor potencial para a variabilidade climática do Atlântico Sul que não foi ainda considerado importante é o gelo marinho Antártico. Este não está confinado como o gelo marinho do Ártico e, como resultado disto, durante o inverno Austral, pode se estender do pólo até 55°S, coincidindo, desta forma, com o limite do oceano Atlântico Sul e afetando o fluxo para norte das correntes das Malvinas e Agulhas. O gelo marinho é importante no clima das regiões polares por modificar o balanço de radiação, energia e os processos de troca de massa. Sua presença tem o efeito de reduzir a TSM, de redirecionar as correntes de superfície e de mudar a taxa de subsidência das águas de superfície nas latitudes Antárticas. Como as anomalias de gelo marinho tendem a persistir por vários meses elas têm o potencial de afetar fortemente a circulação atmosférica e oceânica (Lemke *et al.*, 1980). Entre os estudos observacionais que mostram a relação entre o gelo marinho Antártico e a circulação atmosférica do Hemisfério Sul temos Carleton (1981); Simmonds & Jacka (1995); Yuan & Martinson (2000); Kwok & Comiso (2002). Entretanto, estes estudos não focam a região do Atlântico Sul e não exploram o impacto potencial de importância econômica das variáveis climáticas.

A resposta oceânica às mudanças do gelo marinho não é totalmente conhecida e ainda não foi estudado com dados observacionais ou com modelos climáticos. Um entendimento mais completo dessa interação requer a inclusão dos processos oceânicos. Observações do Atlântico Sul são ainda escassas, mas nos dias de hoje os modelos climáticos acoplados são capazes de simular as características espaciais

e temporais desse oceano.

Raphael (1999) usou um modelo de circulação geral acoplado com simulações de oito anos para examinar a resposta da circulação extra-tropical de larga escala do Hemisfério Sul com as concentrações extremas de gelo marinho Antártico observado. Resultados iniciais desta pesquisa descritos em Raphael (2001, 2003), mostram que a atmosfera do Hemisfério Sul é sensível as condições de gelo marinho extremo e o sinal desta sensibilidade se estende nas médias e baixas latitudes. Mais especificamente, o resultado desta pesquisa sugere que quando há anomalias positivas da concentração de gelo marinho no verão os ventos de superfície nas médias latitudes são enfraquecidos. Por outro lado, quando ocorrem anomalias negativas da concentração do gelo marinho no inverno os ventos são mais fortes. Esta variação dos ventos de oeste representa a manifestação na baixa atmosfera do Modo Anular (Southern Annular Mode - SAM). Hall & Visbeck (2002) mostraram, usando um modelo acoplado oceano-atmosfera, que a SAM pode ser uma fonte importante da variabilidade de larga-escala do oceano Austral. Este modo de variabilidade atmosférica está fortemente relacionado (em fase) com a circulação oceânica e com as variações do gelo marinho na escala de tempo interanual a secular. O proposto mecanismo relaciona a fase positiva da SAM com a intensificação dos ventos de oeste sobre o oceano Austral, o enfraquecimento destes mais ao norte e uma intensificação na corrente Circumpolar Antártica. Eles associaram os fortes ventos de oeste com a expansão em direção ao sul da alta subtropical e um fraco giro subpolar. Isto implica no enfraquecimento do fluxo em direção leste da corrente do Atlântico Sul e do fluxo em direção norte da corrente das Malvinas, ambas as correntes são componentes importantes do giro subtropical do Atlântico Sul. Os dois estudos citados anteriormente têm diferentes focos, mas suas informações sugerem que a variação do gelo marinho pode ter um impacto significativo no setor sul do Atlântico Sul. Porém, o tempo de simulação do primeiro trabalho é muito curto e o outro não pode efetivamente isolar a influência do gelo marinho das outras variáveis climáticas.

1.3 Modos de Variabilidade Climática Extratropical do Hemisfério Sul

Alguns estudos mostram evidências da variabilidade climática nas médias e altas latitudes do Hemisfério Sul de escala intrasazonal a decadal, entre eles temos a Oscilação Semi-Anual (Semi-Annual Oscillation - SAO), de acordo com van Loon (1967), a Onda Circumpolar Antártica (Antarctic Circumpolar Wave - ACW) descoberta por White & Peterson (1996) e o Modo Anular (Southern Annular Mode - SAM) descrito em Gong & Wang (1999); Thompson & Wallace (2000); Hall & Visbeck (2002).

O oceano Austral é caracterizado por intensos gradientes meridionais de temperatura devido principalmente à quantidade de radiação solar incidente nas latitudes mais altas. A pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) apresenta valores decrescentes na direção polar a partir das Altas Subtropicais de cada oceano até atingir uma banda de baixa ao redor do continente Antártico. O cavado da baixa pressão é localizado mais ao sul e mais intenso em março e setembro e posiciona-se mais ao norte em junho e dezembro. Esse comportamento sazonal da PNM é a principal componente da variabilidade climática do oceano Austral (van Loon, 1967) e é denominada Oscilação Semi-Anual (SAO).

A SAO é caracterizada pela expansão e contração da pressão atmosférica nas latitudes médias e altas do Hemisfério Sul duas vezes ao ano (nos equinócios), e foi um sinal dominante no ciclo anual antes de 1979. O mecanismo, primeiramente proposto por van Loon (1967), é a existência de um continente polar ao sul de 65°S rodeado pelo oceano nas médias latitudes, e a conseqüente diferença do ciclo anual da temperatura na média troposfera nessas duas latitudes. Sobre o oceano próximo a 50°S, o resfriamento no outono é mais rápido que o aquecimento na primavera, enquanto o inverso é verdadeiro para a latitude de 65°S. Essa diferença resulta num marcado segundo harmônico no gradiente de temperatura meridional entre 50°S e 65°S que por sua vez modula os ciclos anuais da pressão e do vento.

A variabilidade da SAO tem sido objeto de crescente interesse em estudos do Hemisfério Sul (Hurrell & van Loon, 1994; Burnett & McNicoll, 2000). Recentemente, Taschetto *et al.* (2007) mostram uma análise espectral com variabilidade interanual

da PNM dependente de cada bacia oceânica analisada.

Outro modo de variabilidade do Hemisfério Sul, relacionado às alterações oceânicas e atmosféricas, é a ACW. White & Peterson (1996) identificaram o modo de variabilidade interanual nas altas latitudes do Hemisfério Sul. Eles mostram a existência de um padrão acoplado das anomalias do oceano, atmosfera e gelo do mar sobre o Oceano Austral. Esse sistema de anomalias acoplado foi denominado Onda Circumpolar Antártica. Os autores descrevem as anomalias da temperatura da superfície do mar como sendo originadas no oeste subtropical do Pacífico Sul, onde a subsequente propagação para leste é devido principalmente à advecção do fluxo da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Esta onda apresenta um padrão de propagação com uma sequência de intervalos de quatro a cinco anos ou metade de um ciclo completo de 2 ondas, e foi observada nos dados de satélite da temperatura da superfície do mar (TSM) e da extensão do gelo do marinho, e nos dados provenientes da ECMWF da pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) e da tensão de cisalhamento do vento meridional. Esse sistema de anomalias acoplado tem um importante papel na regulação e dinâmica do clima tanto na região do oceano Austral como fora dos seus limites.

A ACW foi também encontrada na variação da altura da superfície do mar com medições de satélites altimétricos (Jacobs & Mitchell, 1996). A análise dos dados altimétricos indica a persistência de anomalias da altura da superfície do mar (ASM) se propagando para leste sobre o oceano Austral. As características espaciais e temporais da ASM combinam com as variações na atmosfera e na temperatura da superfície do mar, que estão associadas com a ACW. A assinatura da ACW na altura da superfície do mar aparece com um período dominante de 4 anos e comprimento de onda de 180° de longitude com uma velocidade de propagação de 10 cm.s^{-1} . Outro estudo realizado por Pereira *et al.* (2004), simula as características da ACW em um modelo acoplado de circulação geral. Os autores mostram que a TSM simulada apresenta característica de propagação relacionada com a ACW.

Segundo White *et al.* (1998), a ACW tem uma velocidade média de propagação para leste de $6\text{-}8 \text{ cm.s}^{-1}$ levando aproximadamente 8 anos para completar uma volta em torno do globo. A ACW é caracterizada por uma persistente relação de fase entre as anomalias de TSM quente (fria) e as anomalias do vento meridional de superfície

que seguem em direção ao pólo (equador) e sua manutenção envolve o acoplamento entre o oceano e a atmosfera. Desta forma, eles buscam entender como a resposta atmosférica para as anomalias da TSM produz uma retro-alimentação positiva para o oceano, não deixando a onda se dissipar e mantendo a sua propagação para leste.

Além da SAO, temos também um importante modo de variabilidade da circulação atmosférica extratropical, a SAM (Thompson & Wallace, 2000; Hall & Visbeck, 2002; White, 2002; Marshall, 2003). Os autores afirmam que a maior parte da variabilidade oceânica média zonal de larga escala ao sul de 30°S pode ser relacionada à SAM (figura 1.2). A SAM é caracterizada por flutuações simétricas zonais dos ventos de oeste nas médias latitudes. A fase positiva da SAM, ou seja, quando a pressão sobre a Antártica é relativamente menor quando comparada com a pressão sobre médias latitudes, está associada a uma intensificação dos ventos de oeste na superfície em torno de 60°S, e a um enfraquecimento desses ao norte dessa latitude. De acordo com Hall & Visbeck (2002), este padrão induz a deriva de Ekman para norte em todas as longitudes do oceano circumpolar, e para sul em aproximadamente 30°S. Devido à continuidade de massa e à deriva de Ekman, ocorre convergência anômala em torno de 45°S e divergência anômala ao redor do continente antártico. Essa configuração aumenta a inclinação vertical das isopícnais no oceano Austral, intensificando o fluxo da corrente Circumpolar Antártica. O transporte meridional também é afetado, ocorre um aumento no transporte de calor para o pólo de aproximadamente 15% em 30°S, enquanto 20% de diminuição ocorre na região circumpolar. As anomalias no transporte de calor meridional geram uma convergência de calor em 40°S e divergência em 55°S. Isso ocasiona anomalias de TSM nessas regiões. Além disso, o escoamento divergente anômalo adveceta gelo do mar mais para norte, que por sua vez implicará em uma cobertura de gelo relativamente fina próximo a costa Antártica, em contraste com a cobertura mais espessa próximo ao limite de gelo antártico (Yuan, 2005). Outros trabalhos, tais como Liu *et al.* (2004); Lefebvre *et al.* (2004) e Simmonds & King (2004) destacam a importância da SAM na variabilidade oceânica e na variação do gelo marinho sobre diferentes escalas temporais. Considerando uma escala menor, temos o estudo de Carvalho *et al.* (2005) que investiga o aspecto da variabilidade diária do índice da SAM e sua relação com a circulação atmosférica intrasazonal a interanual nos trópicos.

Figura 1.2: Diagrama esquemático da variabilidade atmosférica e oceânica na fase positiva da SAM (Fonte: Hall & Visbeck, 2002).

Alguns estudos atribuem a tendência positiva da SAM à influência humana, devido às alterações na camada de ozônio estratosférica ou ao aquecimento devido ao efeito estufa, enquanto outros sugerem que esta tendência encontra-se dentro da variabilidade natural (Renfrew *et al.*, 2005).

1.4 Caracterização da Região de Estudo

Neste estudo a região focada engloba o setor Atlântico do oceano Austral, conhecido como Mar de Weddell (MW) e a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), localizada na porção sudoeste do Atlântico Sul. Segue abaixo a descrição de cada região.

1.4.1 Mar de Weddell

O Mar de Weddell (MW) é considerado a região fonte da Água Antártica de Fundo e assim uma das regiões chaves que contribuem para a circulação termohalina do oceano global (Mantyla & Reid, 1983; Orsi *et al.*, 1999; Hellmer *et al.*, 2005). Uma interação complexa entre as forçantes de superfície significativamente modificadas por processos de gelo marinho, pela dinâmica oceânica na quebra da plataforma continental (Muench & Gordon, 1995) e pelas transformações de massa d'água na

plataforma de gelo (Grosfeld *et al.*, 1997) é o resultado característico de exportação de massa d'água dessa região. O Mar de Weddell é limitado pela área do giro ciclônico de Weddell, incluindo a Bacia de Weddell e parte da Bacia de Enderby (figura 1.3). No limite norte temos as Elevações Scotia do Sul, Weddell do Norte e a Índico Sudoeste que permitem trocas com as regiões vizinhas ao oceano Austral (Gouretski & Danilov, 1993). Sendo assim, o limite norte é definido pela corrente Circumpolar Antártica devido a existência de uma frente nítida, e pelas cordilheiras meso-oceânicas (von Gyldenfeldt *et al.*, 2002). Este limite, definido pela Corrente Circumpolar Antártica, coincide com observações realizadas por Orsi *et al.* (1993); Orsi *et al.* (1995). Já ao limite sul encontra-se o continente Antártico e ao oeste a Península Antártica. A definição da borda leste não está diretamente relacionada a uma estrutura topográfica, e sim, a transição de massas d'água que pode se estender até cerca de aproximadamente 20°E - 30°E (Carmack & Foster, 1975; Orsi *et al.*, 1993). Segundo Schroder & Fahrbach (1999), o limite dessa região apresenta três fatores que podem contribuir para restringir o giro à leste, sendo estes o campo de vento, as condições termohalinas e as características topográficas menos marcantes que as cordilheiras meso-oceânicas. Orsi *et al.* (1993) propõem que a análise da anomalia da altura do geopotencial seria um bom indicativo para determinar o limite leste do giro. Esse limite separa as massas d'água provenientes da Corrente Circumpolar Antártica das águas de dentro do Giro de Weddell.

Figura 1.3: Região do Mar de Weddell - setor Atlântico do Oceano Austral (Fonte: Pereira, 2002).

A topografia no setor Atlântico do Oceano Austral apresenta uma elevação em forma de arco que conecta a América do Sul e a Antártica. A leste das ilhas

Sanduíches do Sul existe uma falha com grandes profundidades (~ 8.200 m) que serve como uma das rotas de escape para as águas de fundo formadas no Mar de Weddell (Georgi, 1981). Esse sistema de elevações na topografia tem um importante papel no espalhamento da água profunda e de fundo provenientes do Mar de Weddell para o oceano global.

As plataformas continentais ao redor do continente Antártico são em geral estreitas e curtas. Exceções são as amplas plataformas encontradas no Mar de Weddell e no Mar de Ross com médias que variam de 400-1100 km de extensão e profundidade em torno de 400 m, de acordo com Carmack (1990); Deacon (1982). Regiões de plataforma são caracterizadas por depressões irregulares, canyons submarinos e por plataformas de gelo que se estendem em direção ao mar a partir do continente e que exercem influência nos processos de formação de águas profundas e de fundo que ocorrem no Mar de Weddell.

As águas do Mar de Weddell (tabela 1.1) são classificadas em quatro principais massas d'água de acordo com sua característica de temperatura potencial (θ) e salinidade (S) como referenciado em Schodlok *et al.* (2002). Estas são compostas pela Água Profunda Circumpolar (Circumpolar Deep Water - CDW), que após se separar da Corrente Circumpolar Antártica entra no giro de Weddell em profundidades intermediárias (Baines & Condie, 1998), e passa a ser chamada de Água Cálida Profunda (Warm Deep Water - WDW). Acima da WDW, encontra-se a Água de Inverno (Winter Water - WW) que é formada através do processo convectivo durante o inverno (Gordon & Huber, 1984). Esta massa d'água persiste até o verão sendo sobreposta pela fina camada sazonalmente quente e menos salina da Água de Superfície Antártica (Antarctic Surface Water - AASW). Essas águas de superfície ganham densidade através do resfriamento e da injeção de sal durante o processo de formação de gelo. Em particular, na plataforma oeste e sudoeste do Mar de Weddell é onde essas águas ganham densidade suficiente para afundar até as camadas profundas e assim, se misturarem com a WDW. O principal produto dessa mistura é a Água de Fundo do Mar de Weddell (Weddell Sea Bottom Water - WSBW) (figura 1.4). Outras misturas derivadas das águas adjacentes da WDW formam a Água Profunda do Mar de Weddell (Weddell Sea Deep Water - WSDW). Há também uma evidência que a WSDW é formada diretamente com a mistura

das águas de superfície e da WDW modificada (Orsi *et al.*, 1993; Fahrbach *et al.*, 1995; Weppernig *et al.*, 1996). A WSDW também recebe uma contribuição remota através da corrente de contorno profunda de sul (Meredith *et al.*, 2000; Hoppema *et al.*, 2001; Klatt *et al.*, 2002). Quando essa massa d'água deixa o mar de Weddell, isso corre através de duas passagens, sendo estas a Passagem Philip (49°W) onde a WSDW apresenta um transporte de 2.2 Sv e via Passagem Orkney (40°W) com um transporte de 4.2Sv ($\text{Sv} = 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$) (Schodlok *et al.*, 2002).

	AASW/WW	WDW/LCDW	WSDW	WSBW
θ (°C)	$\theta < -1,7$	$\theta > 0,0$	$-0,7 < \theta < 0,0$	$\theta < -0,7$
S	$S < 34,4$	$S > 34,6$	$34,64 < S < 34,7$	$34,62 < S < 34,66$

Tabela 1.1: Principais massas d'água do Mar de Weddell de acordo com Schodlok et al. (2002).

Existem basicamente duas hipóteses que consideram a formação de águas de alta densidade no Mar de Weddell. O primeiro processo segue a adição de água saturada de sal, proveniente da formação do gelo marinho, para formar uma massa d'água densa compacta resistente, chamada de Água de Plataforma de Alta Salinidade (High Salinity Shelf Water-HSSW). A HSSW se mistura próximo da quebra da plataforma continental com a Água Quente Profunda Modificada (Modified Warm Deep Water-MWDW), que é uma mistura da WDW e da WW (Foster *et al.*, 1988). O segundo processo envolve um passo de resfriamento e diminuição de sal da água abaixo da plataforma de gelo, seguindo pelo fluxo da quebra da plataforma com a mistura da água ambiente (Foldvik *et al.*, 1985). A adição de água doce através do derretimento do glacial proporciona uma característica do sinal isótopo da água profunda formada através do segundo processo, permitindo a importância dos dois processos serem avaliados (Weppernig *et al.*, 1996).

Várias estimativas do transporte da Água de Fundo Antártica (Antarctic Bottom Water-AABW) formada no Mar de Weddell foram feitas por Meredith *et al.* (2001) e contudo, um valor exato ainda não foi definido. Os valores variam entre 4,9 Sv (Orsi *et al.*, 1999) a 11 Sv (Muench & Gordon, 1995).

A ventilação das águas do Atlântico Sul ocorre pela exportação da AABW proveniente do Mar de Weddell (Orsi *et al.*, 1999). As águas densas são exportadas em direção norte do Mar de Weddell seguindo duas rotas (Locarnini *et al.*, 1993):

Figura 1.4: Distribuição de massas d'água no Mar de Weddell. (Fonte: Robertson et al., 2002).

parte da WSDW segue pela Elevação da Scotia do Sul (Nowlin & Zenk, 1988) antes de continuar em direção leste ao longo do Sul do Mar da Scotia, mas a outra componente flui para o norte ao longo da Falha das Ilhas Sanduíches do Sul acima das águas frias da WSBW.

A importação e exportação de águas do Mar de Weddell apresenta duas regiões importantes para a manutenção de sua circulação (figura 1.5). A região do fluxo para dentro (*inflow*) localizada no sudeste do Mar de Weddell está aproximadamente 30° a oeste da região onde ocorre a entrada da Água Profunda Circumpolar no Giro de Weddell e, na qual se torna WDW devido ao seu leve resfriamento e diminuição da salinidade provocados por mistura com massas d'água ao redor (Orsi *et al.*, 1993; Orsi *et al.*, 1999). O fluxo para fora (*outflow*) é a área de saída da WSDW do Giro de Weddell (Gordon, 1998). Para ambas as regiões de *inflow* e *outflow* são consideradas somente as águas com profundidades maiores de 1000m para evitar contaminação dos processos de plataforma (Robertson *et al.*, 2002). O tempo de viagem entre as regiões de *inflow* e *outflow* é estimado em $\sim 2 - 4$ anos, usando velocidades médias de $\sim 0,04 - 0,08 \text{ ms}^{-1}$ (Fahrbach *et al.*, 1994; Fahrbach *et al.*, 2001).

A circulação de larga-escala é dominada pelo Giro de Weddell, na qual apresenta uma estrutura de célula dupla (Bagrientsev *et al.*, 1989). O transporte de volume para uma seção que vai do norte da Península Antártica até o continente Antártico é 30Sv (Fahrbach & Beckmann, 2001). Este fluxo é dominado tanto pelo vento quanto pela forçante termohalina. A componente meridional do limite leste do

Figura 1.5: Região de entrada (*inflow* - em vermelho) e saída (*outflow* - em azul) do Mar de Weddell (Fonte: Robertson et al., 2002).

giro transporta as águas de superfície da Corrente Circumpolar Antártica para o continente Antártico, onde a densidade aumenta devido aos processos de interação entre o oceano-gelo-atmosfera.

O ciclo de derretimento e congelamento do gelo marinho e o seu correspondente fluxo de água doce é uma componente igualmente importante na forçante termohalina que induz as correntes no Mar de Weddell. De acordo com Fahrbach & Beckmann (2001), uma vez que estas regiões de congelamento e derretimento não são idênticas, o deslocamento do gelo marinho com o vento e as correntes causam um transporte de água doce em direção ao norte. Isto permite um ganho de sal no interior do Mar de Weddell e um ganho de água doce em direção ao limite norte.

O impacto do gelo marinho Antártico na escala de variabilidade interanual a decadal do Mar de Weddell ainda não é bem conhecido e precisa de um entendimento mais completo em relação ao papel dos processos oceânicos. Por esta razão, o uso de um modelo de circulação geral acoplado se torna essencial para um melhor conhecimento da resposta oceânica às mudanças do gelo-marinho.

1.4.2 Confluência Brasil-Malvinas

A componente zonal dos ventos médios, de leste nas baixas latitudes e de oeste nas média latitudes, induz um padrão de circulação oceânica de superfície anti-ciclônico conhecido como os giros subtropicais. A taxa da mudança da rotação da terra com a latitude induz uma assimetria zonal desses giros e intensifica os

fluxos próximo do contorno oeste. Desta forma, as correntes de contorno oeste são intensificadas por causa da força do efeito de Coriolis que varia com a latitude.

No oceano Atlântico Sul, este giro (giro Subtropical do Atlântico Sul - figura 1.6) é composto pelas correntes: de Benguela, Sul Equatorial, do Brasil e do Atlântico Sul. Além dessas correntes que compõem o giro, há outras que o influenciam indiretamente, como as correntes das Malvinas, das Agulhas e a corrente Circumpolar Antártica. O limite do Atlântico Sul com o Oceano Austral é marcado pela Frente Polar (Peterson & Stramma, 1991), delimitando a região de transição entre as águas antárticas e subantárticas.

Figura 1.6: Diagrama esquemático do Giro Subtropical do Atlântico Sul. (Adaptado de Peterson & Stramma, 1991).

A corrente de contorno oeste do Atlântico Sul que flui próximo ao continente, em direção ao pólo, é a corrente do Brasil. Mais ao sul, fluindo ao longo da quebra da plataforma continental para norte tem-se a corrente das Malvinas. A região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) (figura 1.7) localiza-se no encontro da quente e salgada corrente do Brasil com a fria e menos salina corrente das Malvinas (Peterson & Stramma, 1991; Stramma & England, 1999). Segundo Legeckis & Gordon (1982), a região desse encontro de águas tropical e subtropical com águas subantárticas ocorre entre as latitudes de 34°- 46°S e longitude de 43°-60°W. A região frontal da CBM é considerada uma das mais energéticas dos oceanos (Chelton *et al.*, 1990). Essa região é caracterizada por gradientes de TSM e clorofila bem pronunciados (Garcia *et al.*, 2004) que são geralmente associados com um aumento de trocas entre o oceano e a atmosfera (Pezzi *et al.*, 2005). A Frente Subtropical é considerada

como uma descontinuidade da Zona de Confluência Brasil-Malvinas, pois suas águas sofrem mudanças bruscas de temperatura e salinidade da ordem de 4°C e 0.5 ups, respectivamente. Essa frente funciona como uma barreira em direção aos pólos para águas salgadas e quentes da termoclina (Deacon, 1933; Stramma & Peterson, 1990).

Figura 1.7: Diagrama esquemático da região da Confluência Brasil-Malvinas (Fonte: Piola & Matano, 2001).

No encontro das duas correntes, além de gerar uma forte estrutura frontal, observa-se a formação de uma cadeia complexa de vórtices e anéis (Gordon, 1989). Os meandros provenientes da colisão entre essas correntes são um importante mecanismo para a transferência meridional de sal e calor. O comportamento da CBM em várias escalas temporais tem sido objetivo de estudo nos últimos anos (Provost *et al.*, 1992; Garzoli, 1993; Campos *et al.*, 1999; Zavialov *et al.*, 1999; Wainer *et al.*, 2000).

Além da variabilidade de meso-escala, associada com a formação dos meandros, a variabilidade do sistema CBM apresenta também picos distintos com períodos de escala semi-anual a anual. A variabilidade semi-anual da corrente do Brasil é pequena e tem metade da magnitude do sinal anual da corrente das Malvinas. De acordo com Piola & Matano (2001), a variabilidade semi-anual da corrente das Malvinas está relacionada a componente similar do vento sobre o oceano Austral. Os autores ainda comentam que a componente anual da variabilidade do Atlântico sudoeste é dominada pela variação meridional da frente da CBM. Em um estudo numérico, Wainer *et al.* (2000) encontraram que a região da CBM exibe uma forte correlação entre o ciclo anual do transporte e da tensão de cisalhamento do vento

em 40°S. A posição média típica da CBM é em aproximadamente 38°S (Gordon & Greengrove, 1986; Saraceno *et al.*, 2004), mas vários estudos demonstraram que a CBM apresenta variabilidade sazonal e interanual (Provost *et al.*, 1992; Garzoli & Giulini, 1994; Ciotti *et al.*, 1995). Observações de Provost *et al.* (1992) para temperatura da superfície do mar e a anomalia da altura da superfície do mar derivados de satélite mostram que a localização da latitude da frente apresenta grandes variações sazonais. Sua posição sazonal varia de 40°S a 46°S durante o verão (Legeckis & Gordon, 1982) e de 35°S a 30°S durante o inverno (Ciotti *et al.*, 1995). As flutuações sazonais do giro subtropical são associadas a flutuações da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Segundo Satyamurty *et al.* (1998), a Alta do Atlântico Sul apresenta um ciclo sazonal com uma intensificação no inverno e uma desintensificação no verão.

A linha de confluência perto da costa é orientada quase paralela ao litoral e é usualmente considerada como sendo localizada perto da plataforma continental (Olson *et al.*, 1988). Próximo a 36°S a corrente do Brasil se separa da plataforma continental, tendo variações latitudinais entre 33°S e 38°S (Olson *et al.*, 1988), e acompanha o fluxo da corrente das Malvinas, em torno de 40°S. Ambas as correntes são, então, desviadas para leste, entre 38°S e 46°S, auxiliadas pelos ventos predominantes de oeste, dando origem à corrente do Atlântico Sul.

A latitude média de separação da corrente do Brasil é observada aproximadamente a 10° ao norte da posição climatológica do zero do rotacional da tensão de cisalhamento do vento (Matano, 1993). Esta situação tem sido explicada em termos de seu encontro com os fluxos na direção norte da corrente das Malvinas (Matano, 1993). A hipótese é que esta corrente mais fria, com aproximadamente 70Sv, segundo Peterson (1992), e de limite subpolar, evita que a corrente do Brasil flua ainda mais para o sul. Esses resultados indicam que os limites sul e norte da confluência podem depender do transporte de massa de ambas as correntes do Brasil e das Malvinas (Matano, 1993), e da direção do vento local (Garzoli & Giulini, 1994; Smith *et al.*, 1994). Outros trabalhos relacionam a variabilidade do limite sul da confluência com as variações no transporte de volume da corrente Circumpolar Antártica, que alimenta a corrente das Malvinas (Olson *et al.*, 1988 e Vivier & Provost, 1999b). A corrente Circumpolar Antártica apresenta um fluxo para leste que circunda o con-

tinente Antártico, e parte desse fluxo entra no Atlântico Sul através do estreito de Drake (aproximadamente em 70°W - 60°S) e flui para leste por toda a extensão do Oceano Atlântico Sul. Parte do transporte da ACC contorna o Cabo Horn em dois braços formando a corrente das Malvinas (Toggweiler & Samuels, 1995).

Mais recentemente, estudos de modelagem numérica indicam que as mudanças no transporte da corrente das Malvinas são forçadas por variações na corrente Circumpolar Antártica (Matano, 1993; Smith *et al.*, 1994; Wainer *et al.*, 2000). Velocidades geostróficas na CBM foram computadas por Garzoli, 1993, baseadas em dados obtidos por uma rede de instrumentos acústicos empregados como parte do Programa de Confluência Internacional (SACC, 1996). Através de simulações numéricas, Wainer *et al.*, 2000 estudaram a variabilidade média e sazonal do transporte barotrópico na CBM devido a mudanças no vento e conseqüente impacto na TSM da região. Os autores mostram que a variação sazonal da CBM fica clara ao se acompanhar o deslocamento latitudinal das isotermas de 17°C e 24°C ao longo do ano, que chega a 12°S e 20°S , respectivamente entre o verão e inverno. Campos *et al.* (2001) abordam aspectos relevantes do Atlântico Sul no clima, ressaltando a importância do monitoramento dos processos oceânicos na CBM.

A parte oeste do Atlântico Sul tem sido referida como “*cross road of the world ocean circulation*” (Piola & Matano, 2001), porque esta parte abriga águas formadas em áreas remotas dos oceanos que são trazidas para dentro dessa região pela circulação de larga escala. Esse encontro de águas gera uma alta complexidade na estratificação da estrutura vertical. Na parte superior dos oceanos, essa estrutura é dominada pela confluência de águas subtropical e subantártica associada aos fluxos de direção oposta das correntes do Brasil e das Malvinas. No oceano profundo, a estrutura da estratificação vertical é dominada por contribuições de águas profundas e de fundo do Atlântico Norte, Pacífico Sul e regiões Antárticas (Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1992).

Para ilustrar a estrutura da massa d’água da camada superior do oeste do Atlântico Sul, a figura 1.8 mostra o diagrama de temperatura potencial (é a temperatura de uma parcela de água deslocada adiabaticamente para a superfície removendo o efeito da pressão) versus salinidade de estações coletadas no verão, dentro do núcleo das correntes do Brasil e das Malvinas e na separação de ambas as correntes

de contorno da margem continental (ou seja no núcleo da CBM), entre as profundidades de 1000-2000 m, descritas por Piola & Matano (2001). De 20°S a 35°S, o diagrama (θ -S) apresenta as características associadas as massas d'água advectadas pela corrente do Brasil e de 40°S a 55°S com as massas d'água advectadas pela corrente das Malvinas. Na porção superior das massas d'água que fluem em direção ao pólo pela corrente do Brasil temos a Água Tropical (Tropical Water - TW), que é caracterizada pela alta temperatura potencial ($\theta > 20$) e salinidade ($S > 36$ ups) (Emilsson, 1961). As altas temperaturas da TW são devido ao ganho de calor da atmosfera nas baixas latitudes, enquanto a salinidade é devido a perda de água, por evaporação, nas médias latitudes. A porção superior da corrente do Brasil é também caracterizada pela presença de camadas relativamente finas de baixa salinidade cobrindo a estrutura da TW (ou seja, a curva de 35°S, na figura 1.8). Estas camadas de baixa salinidade são causadas pela mistura entre TW e as águas de plataforma e dos rios, também chamada de Água Costeira (Coastal Water - CW). De acordo com Piola *et al.* (2000) a CW apresenta limites termohalinos sazonalmente variáveis. Estas variações dependem principalmente da descarga de água doce do rio La Plata (34°S a 37°S; 54°W a 58.5°W) e da lagoa dos Patos (30°S a 32°S; 50°W a 52°W). Estes são os principais contribuintes da entrada de água doce para o sudoeste do Atlântico Sul. Abaixo da TW, mas ainda dentro da corrente do Brasil, ocorre uma termoclina e uma haloclina mais abrupta (ver relação quase-linear no diagrama θ -S entre 20°-10°C da amplitude da temperatura), onde encontra-se a Água Central do Atlântico Sul (South Atlantic Central Water - SACW). A SACW é encontrada fluindo na região da picnoclina, com temperaturas maiores que 6°C e menores que 20°C, e salinidade entre 34,6 e 36 ups (Sverdrup *et al.*, 1942; Miranda, 1985). De acordo com Piola & Matano (2001), a SACW mostra um padrão estável de θ -S apresentando somente poucas variações induzidas pelas interações ar-mar do inverno próximo do limite sul da corrente do Brasil.

A definição da extensão vertical da corrente do Brasil pode seguir tanto critérios dinâmicos como os cinemáticos. Um critério dinâmico seria utilizar o conceito teórico de que a corrente do Brasil é uma corrente de contorno oeste, requerida pelo transporte de Sverdrup para “fechar” a circulação gerada pelo vento no Giro Subtropical. Esse critério delimita como corrente do Brasil apenas o fluxo associado ao movi-

mento da Água Tropical e da Água Central do Atlântico Sul (Wüst, 1935; Silveira *et al.*, 2000). Já o critério cinemático utiliza a definição de corrente que compreende todo o fluxo contíguo fluindo na mesma direção que a corrente em superfície, então deve-se considerar a inclusão dos fluxos da Água Intermediária Antártica e da Água Profunda do Atlântico Norte como parte da corrente do Brasil ao sul de 25°S (Zemba, 1991).

Figura 1.8: Diagrama TS da região oeste do Atlântico Sul (Fonte: Piola & Matano, 2001).

A camada superior da corrente da Malvinas (curvas de 40° e 50°S na figura 1.8) é substancialmente mais fria ($\theta < 15^\circ\text{C}$) e pouco salina ($S < 34,2$ ups) do que a camada correspondente da corrente do Brasil. Estas propriedades refletem a origem de águas subantárticas nas águas da corrente das Malvinas. Na porção norte da Passagem de Drake, a fonte do transporte para a corrente da Malvinas, as temperaturas de superfície estão próximas de 4°C e aumentam em direção ao norte para 16°C , na latitude onde a corrente das Malvinas separa-se do limite continental. Embora as águas subantárticas da corrente das Malvinas e a SACW, presente na termoclina da corrente do Brasil, ocupem a mesma amplitude no limite de densidade ($\sigma \sim 25,5\text{--}27,0 \text{ Kg m}^{-3}$) elas têm características termohalinas muito diferentes, e a convergência dessas massas d'água, na CBM, permite a formação de camadas alternadas de águas subantárticas e subtropical (Piola & Matano, 2001). Estas intrusões são conhecidas como estruturas intercaladas (ver estação CBM na figura 1.8)

A estrutura da massa d'água da corrente do Brasil em profundidades inter-

mediárias (700-1000m) é dominada pela presença de Água Intermediária Antártica (Antarctic Intermediate Water - AAIW). Segundo Sverdrup *et al.* (1942) os limites termohalinos da AAIW são 3°-6°C para a temperatura e 34,2-34,6 ups para a salinidade. É interessante notar que embora na média a AAIW se desloca em direção norte (Reid, 1989; Suga & Talley, 1995; Müller *et al.*, 1998), para longe da sua região de formação. Observações diretas de correntes em 28°S indicam que a AAIW segue a camada superior do giro anti-ciclônico e flui em direção ao sul abaixo da corrente do Brasil (Boebel *et al.*, 1999; Stramma & England, 1999). Depois de deixar o limite continental, a AAIW entra no giro subtropical, onde ocorrem os processos de mistura vertical e lateral que aumentam a sua salinidade e diminuem a sua concentração de oxigênio dissolvido. De acordo com Piola & Matano (2001), a massa d'água resultante desse processo de recirculação é conhecida como AAIW recirculada.

Nas camadas profundas do oeste do Atlântico Sul, em torno de 1500-3000m, temos o fluxo em direção ao pólo da Água Profunda do Atlântico Norte (North Atlantic Deep Water - NADW). A NADW se origina nas altas latitudes do Atlântico Norte, e em 30°S, é caracterizada por sua temperatura potencial relativamente alta ($\theta \sim 3^\circ\text{C}$), salinidade ($S \sim 34,8$ ups) e oxigênio dissolvido de cerca de ($\text{O}_2 \sim 250 \mu\text{molkg}^{-1}$). A NADW se apresenta como um fluxo organizado fluindo para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 42°S (Reid, 1989; Weatherly, 1993).

Subjacente à NADW, a Água Profunda Circumpolar (Circumpolar Deep Water - CDW) segue em direção ao norte dentro da corrente das Malvinas. A CDW é uma água rica em nutriente originada da NADW, entretanto, se mistura ao longo do seu caminho, em torno do continente antártico, que permite diminuir as concentrações de oxigênio e salinidade. Na porção oeste da Bacia Argentina, a CDW se divide em duas camadas: a CDW superior (UCDW) e a inferior (LCDW). A primeira caracteriza-se por baixa concentração de oxigênio dissolvido e alta concentração de nutrientes, tendo sua origem nos oceanos Pacífico e Índico, enquanto a LCDW caracteriza-se pela alta salinidade (Gouretski & Danilov, 1993; Orsi *et al.*, 1995), sendo derivada da NADW. Em 40°S, a UCDW é caracterizada por profundidades de $\sim 1400\text{m}$, temperatura ($\theta < 2,9^\circ\text{C}$) e oxigênio dissolvido mínimo ($\text{O}_2 < 200 \mu\text{molkg}^{-1}$), e após a Passagem de Drake flui para dentro da Bacia Argentina (Piola & Matano,

2001).

As águas abissais do hemisfério sul são derivadas das altas latitudes austrais e são geralmente referenciadas como Água Antártica de Fundo. No oeste do Atlântico Sul, as águas de fundo são frias ($\theta < 0^\circ\text{C}$), ricas em oxigênio dissolvido ($\text{O}_2 \sim 225 \mu\text{mol kg}^{-1}$) e ricas em nutrientes (Piola & Matano, 2001). Abaixo das plataformas continentais de gelo do sul do Mar de Weddell são formadas as águas mais densas dos oceanos (Foldvik *et al.*, 1985), mas é a WSDW (tabela 1.1), um produto da mistura entre a CDW e a WSBW, que flui em direção norte em torno da falha Scotia e entra na Bacia Argentina como uma corrente de contorno oeste abissal (Fahrbach *et al.*, 1995).

1.5 Objetivo Geral

O presente trabalho tem como objetivo geral investigar o impacto da variação do gelo marinho Antártico no Mar de Weddell (MW) e na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), analisando a resposta oceânica para diferentes cenários da concentração de gelo.

1.5.1 Objetivos Específicos

- Examinar a caracterização climatológica das regiões de estudo para diferentes forçantes de gelo marinho;
- Estimar as escalas, temporal (interanual à decadal) e espacial, entre a circulação atmosférica e a oceânica, relacionadas às mudanças do gelo marinho Antártico.
- Determinar o modo de variabilidade do Modo Anular (SAM) associado a diferentes concentrações do gelo marinho e sua influência na circulação do setor austral e sudoeste do Atlântico Sul.

No capítulo seguinte será descrita a metodologia empregada nos resultados, o modelo numérico e o *design* dos experimentos, bem como o conjunto de dados observacionais analisado. No capítulo 3, o comportamento climatológico anual das variáveis, e a diferença entre os experimentos são apresentados para as regiões de

interesse. O capítulo 4 mostra os modos de variabilidade e os períodos dominantes das variáveis investigadas. A influência da SAM na circulação oceânica é avaliada no capítulo 5. Finalmente, o capítulo 6 apresenta a discussão e conclusão dos resultados encontrados, além de sugestões para trabalhos futuros.

Capítulo 2

Materiais e Métodos

2.1 Conjunto de Dados a Ser Utilizado

2.1.1 Dados Observacionais do SODA

O produto da re-análise oceânica, SODA (Simple Ocean Data Assimilation) utiliza assimilação de dados em um modelo numérico oceânico baseado no Parallel Ocean Program 1.3 (POP). Este modelo possui 900 X 600 pontos de grade com uma resolução horizontal média de $0,255^\circ \times 0,405^\circ$. Sua resolução vertical é de 10 metros nas regiões superficiais, com um total de 40 níveis verticais. Para a assimilação de dados, o SODA utiliza um esquema em que os dados observados de temperatura e salinidade são utilizados para atualizar o modelo numérico. Esse esquema de assimilação é descrito detalhadamente por Carton *et al.* (2000a); Carton *et al.* (2000b). A maior parte dos dados observados de sub-superfície de temperatura e salinidade assimilados pelo modelo, aproximadamente dois terços, foram obtidos do banco de dados do National Oceanographic Data Center mais precisamente do conjunto World Ocean Database 2001 (WOD2001) (Conkright *et al.*, 2002). Os dados da re-análise estão na forma de médias mensais e mapeados em uma grade uniforme de $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times 40$ -níveis de profundidade. A avaliação deste conjunto de dados e a comparação com observações independentes podem ser encontradas em Carton & Giese (2007).

2.1.2 O Modelo Numérico

O modelo de circulação geral usado neste estudo é o NCAR - CCSM3 (National Center for Atmospheric Research Community Climate System Model) versão 3. O CCSM3 é a terceira geração de uma série de modelos acoplados desenvolvidos através de colaboração internacional. Na primeira geração de Modelos Climáticos temos o CSM1 (Climate System Model) versão 1, que foi lançado em 1996 (Boville & Gent, 1998). Este modelo deixou de ser usado a partir do momento que não havia ajuste do fluxo de troca entre as componentes físicas para simular estabilidade. A segunda geração foi constituída pelo CCSM2 (Community Climate System Model) versão 2, que foi lançado em 2002 (Kiehl & Gent, 2004). Importantes mudanças foram incorporadas nas parametrizações físicas dos processos climáticos, motivadas pela necessidade de diminuir os principais erros sistemáticos nas simulações anteriores. Desta forma, o CCSM2 produz melhores simulações da temperatura de superfície dos extra-tropicos, melhor variabilidade tropical e temperatura da superfície terrestre mais realista. Entretanto, várias deficiências importantes alertaram para a produção de um novo ciclo de desenvolvimento que resultou no CCSM3. O principal viés (*bias*) do modelo CCSM2 é incluir uma ITCZ dupla e uma piscina fria mais extensa; superestimar as temperaturas de superfície terrestre no inverno; subestimar as temperaturas da tropopausa tropical; erro na resposta das nuvens em relação as mudanças de TSM; conter erro no balanço de energia de superfície do Pacífico leste e simulação da variabilidade tropical subestimada. A nova versão 3 do modelo reduziu ou eliminou algumas destas tendências.

O CCSM3 inclui a nova versão de todas as componentes do modelo: a componente atmosférica é a CAM versão 3 (Collins *et al.*, 2004; Collins *et al.*, 2006), a terrestre é a CLM versão 3 (Oleson *et al.*, 2004; Dickinson *et al.*, 2006), a criosfera é a CSIM versão 5 (Briegleb *et al.*, 2005) e a componente oceânica é baseada no POP (Parallel Ocean Model) versão 1.4.3 (Smith & Gent, 2002), cada componente será descrita a seguir.

Componente Atmosférica - CAM3

A componente atmosférica CAM3 (Component Atmosphere Model 3) (Collins *et al.*, 2006) apresenta uma grade espectral com truncagem de T85 com resolução zonal de $1,4^\circ$ no equador e a dimensão vertical usa 26 níveis com uma coordenada terrestre híbrida, sendo o topo da camada superior em 2,9hPa. Esse modelo utiliza um esquema de integração temporal do tipo *leap frog* semi-implícito. As parametrizações turbulentas da camada limite são calculadas conforme descrito em Holtslag & Boville (1993).

Uma das mudanças da última versão do modelo atmosférico para o CCSM3 foi a inclusão no formalismo de radiação de céu claro dos gases traços CH_4 , N_2O , CFC_{11} e CFC_{12} e das propriedades radiativas de duas bandas de CO_2 , localizadas em $9,4\mu\text{m}$ e $10,4\mu\text{m}$.

Nesta versão, a física de nuvens e os processos de precipitação foram modificados de maneira profunda (Boville *et al.*, 2006). Estas modificações incluem tratamentos separados para a fase líquida e sólida do processo de condensação, advecção e sedimentação das nuvens condensadas. A precipitação líquida e congelada é tratada separadamente. O balanço radiativo recebeu novas parametrizações para a interação radiação de onda longa e curta com vapor de água (Collins *et al.*, 2006). As distribuições de sulfato, poeira, espécies de carbono e sal marinho são prescritas a partir de dados assimilados para calcular o efeito direto dos aerossóis na troposfera sobre os fluxos radiativos a taxas de aquecimento (Collins *et al.*, 2002).

Componente Terrestre - CLM3

A CLM3 (Component Land Model 3) é integrada na mesma grade horizontal da atmosfera, além de cada grade ser dividida em hierarquias com unidades de terra, colunas de solo e tipos de plantas. Nesta nova versão do CLM são representadas até 10 camadas de solo abaixo da superfície (Dickinson *et al.*, 2006; Zeng, 2004). Um dos objetivos principais no desenvolvimento dessa nova versão é reduzir o erro observado na simulação da temperatura do continente durante o inverno boreal. Na versão anterior, o coeficiente de transferência turbulenta entre o solo e o ar sobrejacente à copa das árvores era definido como um valor constante para vegetações densas. A nova formulação torna este coeficiente dependente da densidade da copa

das árvores caracterizada pelos índices de folhas e áreas de caule (Oleson *et al.*, 2004). Este coeficiente de transferência é utilizado para obter as resistências aerodinâmicas para o calor e umidade que são utilizadas nos cálculos dos fluxos de calor sensível e latente. Sobre grandes áreas da Eurásia, esta alteração resultou em uma redução de 1,5-2°K na temperatura da superfície do ar. Também foram adotados novos métodos para representar melhor o ciclo terrestre do carbono.

Componente Oceânica - POP3

A componente oceânica é uma implementação realizada pelo NCAR do Parallel Ocean Program (POP3). O POP3 é um modelo de equações primitivas tridimensionais em coordenadas esféricas, com coordenadas verticais Z (Gent *et al.*, 2006). Nesta simulação a grade adotada tem uma de resolução horizontal de 1° e 40 níveis verticais irregulares se estendendo da superfície até 5.400 metros. A grade horizontal tem 320 (zonal) x 384 (meridional) pontos, e o espaçamento entre os pontos é de 1,125° na direção zonal e na meridional a grade apresenta espaçamento irregular de 0,5° e com maior resolução próximo do equador. Esta versão do modelo oceânico obteve diversas melhorias na sua formulação física e numérica, incluindo uma formulação mais eficiente para resolver a equação da continuidade barotrópica. Isto facilitou a utilização do modelo em um grande número de processadores. Outra implementação desta versão é a variação mensal e espacial da absorção de radiação solar na camada superior do oceano, baseada em dados observados de concentração da clorofila e cor da superfície do mar obtida por satélites (Ohlmann, 2004). A maior produtividade primária ocorre em regiões costeiras. No Equador se absorve mais insolação na superfície, enquanto que o oceano subtropical tem maior transmissividade.

Componente do Gelo do Mar - CSIM5

Na mesma grade do modelo oceânico é acoplado o modelo Community Sea Ice Model (CSIM5) (Briegleb *et al.*, 2005). O CSIM5 inclui modificações na formulação da dinâmica de gelo, albedo de gelo do mar e trocas de sal entre o gelo do mar e o oceano. Esta componente apresenta formulações dinâmicas e termodinâmicas e inclui diferentes distribuições de espessura do gelo da mesma célula de grade (Bitz

et al., 2001; Lipscomb, 2001). As equações de momento do gelo do mar foram modificadas para um regime de livre deriva. A dinâmica do gelo utiliza a teoria elástica-viscosa-plástica (EVP) de Hunke & Dukowicz (1997). O esquema dinâmico resolve mais precisamente áreas de baixa concentração de gelo (Hunke & Dukowicz, 2003).

O Acoplador - Flux Coupler

As componentes físicas do modelo CCSM3 são ligadas através de um programa denominado Acoplador de Fluxos (AF), que é responsável pela interpolação entre as diferentes grades das componentes do modelo enquanto conserva as propriedades locais e globais (Craig *et al.*, 2005; Drake *et al.*, 2005).

A utilização do AF permite decompor o grande e complexo modelo climático em componentes. Separando as componentes atmosférica, oceânica, terrestre e de gelo do mar estas podem ser construídas, desenvolvidas e mantidas de forma independente e posteriormente acopladas para reproduzir as feições climáticas globais. O AF é responsável por controlar a execução e evolução temporal de todo sistema. O AF acopla as diversas componentes do modelo, fornecendo fluxos nas fronteiras entre elas.

Os campos atmosféricos são interpolados na grade do modelo oceânico. Os fluxos médios, calculados no modelo oceânico, são então interpolados para a grade do modelo atmosférico. Esse procedimento é muito importante porque o modelo oceânico possui maior resolução. O AF também conta com um esquema para integrar rios onde o excesso de água da atmosfera para a terra é instantaneamente distribuído sobre o oceano e geleiras.

A radiação solar incidente e a precipitação são ambas consideradas como fluxos de superfície, mas são calculadas inteiramente na atmosfera. Esses fluxos são passados para o AF e são interpolados para a grade de maior resolução de uma forma conservativa, onde antes são passados para oceano ou gelo. Alguns fluxos são computados pelas próprias componentes do modelo e enviados para o acoplador para a disseminação às outras componentes do modelo. Variáveis de estado somente são enviadas para o AF se for necessário que este faça cálculos do fluxo com estas variáveis.

O Experimento Numérico

Nesta investigação, a componente do gelo marinho (CSIM5) do modelo CCSM3 foi substituído por dados observados da concentração do gelo marinho Antártico derivados do satélite da NASA Nimbus-7 para o período de 1979 até 2000. Este satélite usa o radar SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radar) e sensor SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager). O modelo CCSM3 foi integrado por 150 anos em três diferentes experimentos a fim de se avaliar a sensibilidade da região do Mar de Weddell e da Confluência Brasil-Malvinas às mudanças na concentração do gelo marinho Antártico. Esses três experimentos são: primeiro uma simulação de controle com a climatologia média do gelo marinho observado, a segunda simulação usou a climatologia máxima (MAX) e a terceira com a climatologia mínima (MIN) da concentração de gelo marinho. Os dados diários da concentração do gelo marinho foram agregados em médias mensais, e a extensão da área destas médias foi comparada para selecionar os meses com valores de concentração extremos. Cada um dos 12 meses da climatologia máxima representa a máxima concentração de gelo marinho observada para aquele mês, ou seja, a concentração de gelo marinho de janeiro usado na climatologia máxima é o mês de janeiro que apresentou a maior concentração de gelo durante o período de 1979-2000. A climatologia do mínimo foi construído de forma similar, usando as mínimas concentrações de gelo e a simulação do controle foi obtida usando como forçante a média climatológica da concentração do gelo marinho.

O ciclo anual das concentrações de gelo usadas como forçantes se repetem pelo período da simulação (150 anos) neste trabalho. Segundo Wehner (1998), estas repetições permitem uma boa estimativa estatística para ser compilada em um modelo estável, como o CCSM3 utilizado aqui.

A figura 2.1 mostra a diferença espacial sazonal entre a concentração de gelo marinho Antártico das climatologias de máximo e mínimo. As diferenças espaciais não se apresentam de forma homogênea. Em geral, prevalecem as condições onde as concentrações de gelo são maiores na climatologia máxima do que na mínima. As diferenças positivas (MAX maior que o MIN) são menores no verão e maiores no inverno. As diferenças se concentram principalmente ao longo das bordas do gelo marinho. Perto da margem continental elas são pequenas e podem chegar a zero no

inverno. Há regiões onde a concentração de gelo é maior na climatologia mínima (diferenças negativas). Por exemplo, ao oeste da Península Antártica a concentração de gelo marinho é maior na climatologia mínima no outono, nas regiões do Mar de Bellingshausen e do Mar de Amundsen. Em contraste, na primavera os valores negativos aparecem ao leste da Península. Além disso, de dezembro a maio tem mais gelo na climatologia máxima na porção leste do Mar de Weddell e menos na porção oeste. Os extremos das concentrações de gelo marinho diferem longitudinal e latitudinalmente. De acordo com Parkinson (1992); Carleton (1989); Yuan & Martinson (2000), as regiões de forte variabilidade de gelo marinho observado contribuem para maior variação temporal e espacial da atmosfera.

Este conjunto de dados de gelo observado foi utilizado para se obter e usar exemplos fiéis da realidade das concentrações de gelo marinho Antártico máximo e mínimo, permitindo assim, uma variação realista. O objetivo geral foi determinar quais os impactos que esses extremos, baseados em observações, possam ter na circulação de larga-escala do setor austral e sudoeste do Atlântico Sul.

Figura 2.1: Distribuição espacial sazonal da diferença entre as climatologias de máximo e mínimo da concentração do gelo marinho. Fração da cobertura de gelo varia entre 0-1. Intervalos de 0,05.

2.2 Metodologia

A região do setor Austral e sudoeste do Atlântico Sul foi caracterizada através da climatologia anual dos experimentos, com o propósito de verificar o comportamento médio do elemento climático na região de interesse. Posteriormente, foram analisados as escalas de variabilidade interanual com a obtenção das anomalias, calculadas pela subtração de cada dado anual pela média climatológica. Também foram utilizadas as análises de correlação, funções ortogonais empíricas, espectral e decomposição de valores singulares, descritas a seguir.

2.2.1 Análise de Correlação

Determina-se o quanto duas séries temporais, observadas simultaneamente por um período de tempo T a intervalos constantes Δt , estão relacionadas pelo método de correlação linear. O coeficiente de correlação (r) entre duas séries (X e Y) encontra-se entre o intervalo $-1 \leq r_{xy} \leq +1$. Se as séries X e Y são idênticas ou diferem por um fator constante, então $r_{xy} = +1$ e existe uma perfeita associação linear positiva entre as duas variáveis. Nesse caso, o gráfico de X versus Y teriam todos os seus pares (x,y) distribuídos ao longo de uma reta com inclinação positiva e coeficiente angular igual a $r_{xy} = 1$. Similarmente, se as séries X e Y têm $r_{xy} = -1$ existe uma perfeita associação linear negativa e, conseqüentemente o gráfico de x versus y resultará em uma reta com inclinação negativa. O nível de significância do coeficiente de correlação pode ser obtido através do *teste t-Student*.

2.2.2 Funções Ortogonais Empíricas

O método de Funções Ortogonais Empíricas (EOF - Empirical Orthogonal Functions), também conhecido como Análise de Componentes Principais (ACP), é muito utilizado para se obterem os principais padrões espaciais de variabilidade, sua variação no tempo, e a quantificação da importância relativa desses padrões. Nas análises de dados climáticos, o método de EOF tem sido usado para examinar a variabilidade de campos escalares tais como pressão atmosférica, temperatura do ar e do mar, entre outros.

Suponha-se medidas de certa variável (onde a média foi retirada da série) em

determinado local $x_1, x_2, \dots, x_p$, nos tempos $t_1, t_2, \dots, t_n$, dispostas numa matriz F , de forma que cada coluna tem média zero. Para cada tempo t_j ($j=1, \dots, n$) associa-se as medidas de x_i como um campo.

$$\begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{pmatrix} \quad (2.1)$$

Calcula-se, primeiramente, a matriz covariância de F ,

$$R = F^t F \quad (2.2)$$

e posteriormente, resolve-se o problema dos auto-valores

$$RC = C\Lambda, \quad (2.3)$$

onde Λ é a matriz diagonal contendo os auto-valores λ_i de R . O vetor coluna c_i de C são os autovetores de R correspondentes aos auto-valores λ_i . Λ e C tem dimensões $p \times p$.

Para cada auto-valor λ_i escolhido, encontramos o correspondente auto-vetor c_i , denominado EOF. O primeiro EOF é o auto-vetor associado com o maior auto-valor, o segundo EOF é associado com o segundo maior auto-valor, subseqüentemente, de forma que os menores auto-valores são tidos como ruídos. Cada auto-valor λ_i , dá uma medida da fração da total variância em R explicada pelo modo. Essa fração é obtida dividindo-se o λ_i pela soma de todos os outros auto-valores (o traço de Λ).

A matriz de auto-vetores C tem a propriedade da identidade I , isto é, $C^t C = C C^t = I$. Isto significa que os EOF não são correlacionados sobre o espaço, ou em outras palavras, os auto-vetores são ortogonais entre si, originando o nome do método Funções Ortogonais Empíricas.

O padrão espacial obtido da EOF representa uma estrutura estacionária. A evolução no tempo de uma EOF mostra como esse padrão oscila no tempo e é calculado da seguinte forma:

$$\vec{a}_1 = F \vec{c}_1, \quad (2.4)$$

para a EOF 1, por exemplo. As n componentes do vetor $\vec{a}_1$ são denominadas *coeficientes de expansão*. Como as EOFs são ortogonais no espaço, os coeficientes de expansão não são correlacionados no tempo, isto é, as séries temporais também são ortogonais no tempo.

Pode-se reconstruir os dados a partir das EOFs e dos coeficientes de expansão como segue:

$$F = \sum_{j=1}^p \vec{a}_j (EOF_j). \quad (2.5)$$

Os auto-valores com suas componentes EOF e os coeficientes de expansão constituem o modo de variabilidade. Preisendorfer (1988) descreve em detalhes como o método da EOF pode ser aplicado em meteorologia e oceanografia.

2.2.3 Análise de Fourier e Espectros de Potência

A análise espectral é utilizada para separar a variância de uma série temporal em função da frequência. Os métodos espectrais convencionais são baseados na Transformada de Fourier, sendo os mais comuns a aproximação de auto correlação indireta, popularizada na década de 1950, e a aproximação do periodograma direto, cujo algoritmo computacional mais conhecido é a Transformada Rápida de Fourier (Fast Fourier Transform - FFT), mais difundido pela comunidade oceanográfica.

Uma série temporal $x(t)$, registrada sequencialmente a intervalos constantes de tempo Δt , durante um período T , pode ser escrita como uma combinação linear de funções periódicas, denominada *série de Fourier* (Emery & Thomson, 1997):

$$x(t) = \frac{1}{2}A_0 + \sum_{n=1}^N [A_n \cos(\omega_n t) + B_n \sin(\omega_n t)] = \frac{1}{2}C_0 + \sum_{n=1}^N [C_n \cos(\omega_n t + \phi_n)], \quad (2.6)$$

$0 \leq n \leq N/2$, $t=0,1,2,\dots,N$, $N=T/\Delta t$, inteiro e par, é o número de observações; onde as constantes A_n e B_n são dadas por:

$$A_n = \frac{2}{N} \sum_{t=0}^N x_t \cos\left(\frac{2\pi nt}{N}\right), \quad (2.7)$$

$$B_n = \frac{2}{N} \sum_{t=0}^N x_t \sin\left(\frac{2\pi nt}{N}\right), \quad (2.8)$$

com $n=1, 2, \dots, N/2$. C_n e ϕ_n são a amplitude e a fase da frequência angular $\omega_n=2\pi n/T$, dadas respectivamente por:

$$C_n = (A_n^2 + B_n^2)^{1/2} \quad (2.9)$$

$$\phi_n = \tan^{-1}(B_n/A_n) \quad (2.10)$$

O *espectro de energia* pode ser calculado a partir da *Transformada Discreta de Fourier* (TDF). A TDF, por sua vez, é obtida substituindo-se as fórmulas de Euler $\cos(\omega_n t) = \frac{e^{i\omega_n t} + e^{-i\omega_n t}}{2}$ e $\sin(\omega_n t) = \frac{e^{i\omega_n t} - e^{-i\omega_n t}}{2i}$ na equação 2.6 resultando em:

$$y_n = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N x_t e^{-i\omega_n t} \quad (2.11)$$

2.2.4 Decomposição em Valores Singulares

A análise de Decomposição em Valores singulares (SVD - Singular Value Decomposition) é usualmente aplicada a dois campos de dados simultaneamente com a finalidade de identificar pares de padrões espaciais acoplados, que explicam uma possível covariância entre as duas variáveis. A SVD da matriz de covariância cruzada gera dois ou mais conjuntos espaciais não correlacionados de vetores singulares (análogo aos autovetores, mas um para cada variável) e um conjunto de valores singulares associados a cada par de vetores (análogo aos autovalores). Cada par de vetores singulares descreve uma fração de covariância quadrada entre as duas variáveis. O primeiro par descreve a maior fração da covariância quadrada e cada par que sucede descreve uma fração máxima da covariância quadrada que é proporcional ao quadrado do k valor singular. O coeficiente de expansão de k das duas variáveis indicam quão fortemente seus padrões estão relacionados.

Considere duas variáveis representadas pelas matrizes S e P de $n \times p$ dimensões, onde n é quantidade de medidas e p é o local de medidas; de modo que cada coluna

de S (ou P) contenha uma série temporal para um determinado ponto de grade, e cada linha contenha um mapa de variáveis S (ou P) para cada tempo. Assuma que S e P são centradas no tempo, isto é, a média de cada série temporal foi removida. A matriz covariância é inicialmente calculada, conforme equação a seguir:

$$C = S^t P \quad (2.12)$$

Uma vez que a matriz C foi calculada, encontramos as matrizes U, V e a matriz diagonal L tal que:

$$C = ULV^t \quad (2.13)$$

Os vetores singulares para S são as colunas de U, e os vetores singulares para p são as colunas de V. Cada par de vetores singulares é um modo da covariabilidade entre os campos S e P. Assim como as EOF's os padrões U e V representam oscilações estacionárias nos campos de dados.

Para se obterem as séries temporais que descrevem como cada modo de variabilidade oscila no tempo, devem-se calcular os coeficientes de expansão. Para S temos:

$$A = SU \quad (2.14)$$

e para P,

$$B = PV \quad (2.15)$$

As colunas das matrizes A e B contém os coeficientes de expansão de cada modo, e uma vez que U e V são ortogonais, pode-se reconstruir as matrizes dos dados usando

$$S = AU^t \quad (2.16)$$

e

$$P = BV^t \quad (2.17)$$

A diagonal de L contém os valores singulares. A covariância quadrada total em C é dada pela soma dos valores da diagonal ao quadrado de L . Se $l_i = L(i, i)$ é o i -ésimo valor singular, a fração da covariância quadrada explicada pelos vetores singulares $\vec{u}_i$ e $\vec{v}_i$ correspondentes é dada por:

$$SCF_i = \frac{l_i^2}{\sum l_i^2} \quad (2.18)$$

Para cada modo pode-se visualizar um mapa da variabilidade da variável S associado com o modo, e um mapa da variabilidade de P associado a esse modo e as séries temporais dos coeficientes de expansão mostrando como os mapas variam no tempo. Assim, o modo correspondente ao valor singular l_i pode ser visualizado no mapa de S tomando-se $\vec{u}_i$ e, o de P , tomando-se $\vec{v}_i$. Os coeficientes de expansão são $\vec{a}_i$ (vetor coluna i em A) para S e $\vec{b}_i$ (vetor coluna i em B) para P . Uma aplicação desse método em dados climáticos é abordada em Bretherton *et al.* (1992).

Capítulo 3

Climatologia Anual

3.1 Mar de Weddell

Para caracterizar o Mar de Weddell é mostrada a seguir a climatologia anual considerando todo o período de simulação dos três experimentos (descritos na seção 2.1.2). As variáveis consideradas são a temperatura da superfície do mar (TSM), salinidade da superfície do mar (SSM), componente zonal e meridional do campo de corrente da superfície e da tensão de cisalhamento do vento (τ), além da função de corrente do transporte barotrópico e da pressão ao nível do Mar (PNM). Estas variáveis foram obtidas através das três diferentes simulações do modelo numérico acoplado NCAR CCSM3 (descritos na seção 2.1.2), e são apresentadas aqui para a região do Mar de Weddell que compreende o domínio entre 70°W - 25°E e 80°S - 55°S.

3.1.1 Intercomparação entre: Controle X SODA

Para avaliar o grau de realismo da simulação controle, os resultados desse experimento foram comparados ao conjunto de dados da re-análise SODA (descritos na seção 2.1.1). A figura 3.1 mostra o campo de TSM para os resultados da simulação de controle (figura 3.1(a)) e para o conjunto de dados do SODA (figure 3.1(b)). Os resultados da simulação de controle apresentam uma distribuição espacial de TSM similar aos dados obtidos do SODA (daqui em diante tratados como equivalente as observações) para o Mar de Weddell, com temperaturas negativas ao sul de 60°S. Ao

norte da Península Antártica podemos observar o maior gradiente de temperatura, onde o valor máximo atinge 6°C em torno de 55°S em ambos os conjuntos de dados. A Frente de Weddell é caracterizada pelo maior gradiente de temperatura ao norte do domínio, próximo a 55°S .

Figura 3.1: Campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Mar de Weddell. Intervalos de $0,25^{\circ}\text{C}$.

A figura 3.2(a) mostra o campo de corrente de superfície para os resultados da simulação de controle e a figura 3.2(b) para os dados do SODA. O campo de corrente, na superfície da região sudeste, para os resultados da simulação de controle mostra a região de entrada ($10^{\circ}\text{W}/71^{\circ}\text{S}$) com velocidades médias acima de 15 cm/s . Fahrbach & Beckmann (2001) observaram, através de medições diretas, que a velocidade da corrente de contorno na região sudeste do Mar de Weddell é relativamente alta, em torno de 50 cm/s e no interior do Mar de Weddell condições de velocidade menos intensa prevalecem. A região de saída também está bem representada no lado oeste do Mar de Weddell. Os dados do CCSM3 apresentam um campo de corrente de superfície com padrão espacial similar aos dados do SODA. É importante notar que este último tem uma resolução espacial maior de $0,625^{\circ}$ na direção zonal.

Em um estudo anterior, Pereira *et al.* (2005) investigaram a circulação e a estrutura termohalina média do Mar de Weddell usando somente a componente oceânica do CCSM3 forçada com observações corrigidas por Large & Yeager (2004) provenientes do National Center for Environmental Prediction (NCEP). Os autores mostraram que esta componente oceânica preserva as características principais necessárias para simular as feições de larga-escala do Mar de Weddell.

Figura 3.2: Campo de corrente da superfície no Mar de Weddell. Velocidade em cm/s (com vetor de magnitude de 15).

3.1.2 Resultados dos Experimentos Extremos

A média no tempo dos 150 anos de integração foi feita para se obter o padrão climatológico da circulação do Mar de Weddell. A figura 3.3 mostra a diferença entre os cenários de gelo MAX e MIN para o campo de TSM. Ao sul de 60°S, os valores de TSM são menores para os resultados da simulação MAX e, ao norte maiores. A maior diferença negativa ocorre na Passagem de Drake com valor de 1°C.

As diferenças locais da concentração de gelo marinho podem forçar uma resposta na temperatura através da superfície do oceano, tal como a mudança do gradiente de temperatura da Frente de Weddell. A Frente de Weddell está localizada próximo de 55°S formando o limite entre o Giro de Weddell e a Corrente Circumpolar Antártica. A localização e a estabilidade da Frente de Weddell pode ser alterada e desta forma, gerar condições mais favoráveis ou menos favoráveis para a intrusão da CDW Fährbach *et al.*, 2004. Os autores ainda consideram que a Frente de Weddell pode ser afetada pela variação da convergência induzida pelo vento. O modo de variabilidade relacionado ao campo de vento nesta região é o Modo Anular (SAM).

A figura 3.4 mostra a diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação a simulação do controle para o campo da TSM. Pode-se observar que o resultado da simulação do MAX apresenta maiores valores (diferenças positivas), na região de entrada no lado leste do Mar de Weddell. Já no campo da diferença da TSM entre o experimento MIN e o controle as maiores temperaturas ocorrem na região da Passagem de Drake. Notar área de 0,5°C de diferença na região noroeste do Mar de Bellingshausen.

Figura 3.3: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) no Mar de Weddell. Intervalos de $0,1^{\circ}\text{C}$.

O padrão da diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo de SSM (figura 3.5) mostra que os resultados para o experimento MIN apresentam águas mais salinas para todo o domínio (diferenças negativas). Este padrão já era esperado porque no cenário de gelo MAX há predominância de água doce devido à cobertura do gelo. E ainda, observa-se que o maior valor negativo está próximo da margem continental. Seguindo a idéia de Fahrbach & Beckmann (2001), as águas costeiras são sazonalmente mais variáveis e podem ser mais ou menos salinas do que as águas de oceano aberto, dependendo do degelo proveniente do continente e da liberação de sal devido a formação do gelo marinho.

A figura 3.6 mostra a diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação a simulação do controle para o campo da SSM. A diferença entre o resultado dos experimentos MAX e controle mostra um campo predominantemente positivo. No lado oeste da plataforma continental do Mar de Weddell, o experimento MAX apresenta-se 0,25 ups menos salino. A diferença entre o resultado dos experimentos do controle e o MIN mostra um campo negativo, ou seja, menores concentrações de gelo apresentam regiões mais salinas.

Figura 3.4: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da temperatura da superfície do mar (TSM) no Mar de Weddell. Intervalos de $0,1^\circ\text{C}$.

Figura 3.5: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo de salinidade da superfície do mar (SSM) no Mar de Weddell. Intervalos de $0,1$ ups.

Figura 3.6: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de salinidade da superfície do mar (SSM) no Mar de Weddell. Intervalos de $0,05$ ups.

Com relação a PNM, o Mar de Weddell apresenta um centro de baixa localizado ao leste de 30°W , associado a valores inferiores a 980 hPa (figura 3.7). A partir de 10°W as isolinhas adquirem forma meridional, aumentando a pressão em direção a oeste mostrando um gradiente meridional. Já sobre o continente Antártico observa-se um sistema de alta pressão. Fahrbach *et al.* (2004) analisaram o centro de baixa pressão do Mar de Weddell com os dados do ECMWF (European Centre of Medium Range Weather Forecast), para o período de 1990 a 1997. Os autores encontraram um sistema de baixa pressão, similar ao padrão simulado nos experimentos de gelo MAX e MIN, localizado na parte leste do Giro de Weddell com seu centro em aproximadamente 65°S a leste do meridiano de Greenwich.

No campo da diferença entre a PNM simulada para os experimentos de gelo MAX e MIN (figura 3.8), observa-se diferenças negativas de 0,4 hPa em torno de 20°W e 57°S , mostrando um sistema de baixa mais intenso nesta região para o experimento de gelo MAX. Entretanto, os padrões de diferença em relação ao experimento controle, que podem ser vistos na figura 3.9(a), são maiores no centro do sistema de baixa. Pode-se também notar na figura 3.9(a) que o centro de baixa pressão é menos intenso no MAX. No entanto, a diferença dos experimentos controle e MIN (figura 3.9(b)) mostra um centro de baixa mais forte em 0,8 hPa para o experimento do controle.

Para analisar as principais diferenças no campo de tensão de cisalhamento do vento, as componentes zonal e meridional foram investigadas separadamente. A figura 3.10 apresenta o campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) para os experimentos de gelo MAX e MIN. Ao sul de 65°S , τ_x médio anual é predominante de leste (valores negativos). Nessa banda de τ_x de leste a maior tensão de $0,2 \text{ Nm}^{-2}$ é encontrada próximo ao continente Antártico. Isso ocorre em virtude da compressão das isóbaras entre a alta pressão sobre o continente Antártico e o cinturão do sistema de baixa pressão a leste do Mar de Weddell (figura 3.7). Ao norte de 65°S , τ_x é predominante de oeste (valores positivos). Esta componente de oeste ocorre devido ao encontro do sistema de alta pressão do giro subtropical e a baixa pressão subpolar (Peterson & Stramma, 1991). Próximo de 55°S e a oeste da Península Antártica, o experimento de gelo MAX apresenta um aumento de τ_x de 0.005 Nm^{-2} , em relação ao experimento MIN (figura 3.11).

O campo da diferença de τ_x entre os experimentos MAX e MIN em relação ao controle (figura 3.12) mostra que a componente de oeste da tensão de cisalhamento do vento é mais intensa em $0,01 \text{ Nm}^{-2}$ na simulação do controle em relação a ambos os experimentos, seguindo o padrão mais intenso do centro de baixa PNM no experimento controle (figura 3.9). Essas mudanças da PNM afetam o regime de ventos da região e tendem a modificar a estrutura e a intensidade do Giro de Weddell.

Figura 3.7: Campo de pressão ao nível do mar (PNM) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,5 \text{ hPa}$.

Figura 3.8: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo de pressão ao nível do mar (PNM) no Mar de Weddell. Intervalos de $0,1 \text{ hPa}$.

A componente meridional da tensão de cisalhamento do vento (τ_y) do Mar de Weddell, apresenta um padrão de (τ_y) de norte na região oeste (valores positivos) e de sul na região leste (valores negativos) para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN (figura 3.13). Esse padrão representa as regiões de entrada e saída do Giro de Weddell como descritos por Robertson *et al.* (2002). As diferenças entre (τ_y) são notórias na componente norte, em relação aos experimentos MAX e MIN. Em particular, a figura 3.14 mostra diferenças positivas indicando maiores valores para os resultados do experimento MAX na região de saída do Giro de Weddell, e uma pequena área em torno de 0-20°W em 55°S onde os resultados do experimento MIN prevalecem. Em relação ao experimento controle (figura 3.15), as diferenças são maiores para os experimentos extremos (MAX e MIN) na região leste do Mar de Weddell, e na porção central observa-se maiores intensidades de (τ_y) para o resultado do experimento controle.

A principal característica da tensão de cisalhamento do vento (τ) no Mar de Weddell é a presença do giro polar ciclônico em altas latitudes. Na média anual, o giro traz ventos provenientes de oeste entre as latitudes de 55-65°S, e leva ventos de leste ao sul de 65°S (figura 3.16).

Figura 3.9: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de pressão ao nível do mar (PNM) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,01 hPa.

Figura 3.10: Campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,01 \text{ Nm}^{-2}$.

Figura 3.11: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,001 \text{ Nm}^{-2}$.

Figura 3.12: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,01 \text{ Nm}^{-2}$.

Figura 3.13: Campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_y) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,01 \text{ Nm}^{-2}$.

Figura 3.14: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos gelo marinho MAX e MIN para o campo da componente meridional da tensão de cisalhamento do vento (τ_y) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,0005 \text{ Nm}^{-2}$.

Figura 3.15: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da componente meridional da tensão de cisalhamento do vento (τ_y) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,005 \text{ Nm}^{-2}$.

Figura 3.16: Campo da tensão de cisalhamento do vento (τ) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intensidades em Nm^{-2} (com vetor de magnitude de 0,1).

De maneira análoga à análise do campo de vento, foram quantificados os padrões e as diferenças de intensidade das componentes zonal e meridional das correntes de superfície e os campos vetoriais associados. A figura 3.17 mostra a média anual da componente zonal da velocidade de superfície para o resultado de ambos os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. O padrão obtido descreve um fluxo zonal, para oeste, bem mais intenso na região da Passagem de Drake com velocidade em torno de 30 cm/s. Já o fluxo de leste mais intenso ocorre na região de entrada, a sudeste do Mar de Weddell adjacente ao continente Antártico. A respectiva diferença entre esses campos (figura 3.18) mostra valores mais intensos de 6 cm/s, no sudeste do Mar de Weddell para o experimento de gelo MAX. O mesmo valor ocorre na diferença entre o experimento controle e o MIN na mesma região (figura 3.19). Entretanto, as diferenças entre o controle e o MAX são próximas de zero. De acordo com Fahrback & Beckmann (2001), nas condições de maiores concentrações de gelo as correntes são mais intensas porque o vento desloca o gelo, e a fricção entre o gelo e a superfície do oceano é maior, intensificando as correntes.

A figura 3.20 mostra a componente meridional da velocidade de superfície para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Observa-se uma banda com valores negativos (fluxo para sul) na parte sudeste da região de entrada do Mar de Weddell. Valores positivos são encontrados na região de saída do Mar de Weddell e ao norte da Península Antártica. As maiores diferenças entre os experimentos MAX e MIN (figura 3.21) são superiores a 3 cm/s e podem ser encontradas junto a Península Antártica, ao leste e ao oeste da mesma. Ambos os valores são mais intensos no resultado do experimento MAX. Já as diferenças em relação ao controle mostram valores insignificantes entre o MAX e o controle (figura 3.22(a)), e valores maiores

para o controle em relação ao MIN (figura 3.22(b)).

Figura 3.17: Campo de velocidade zonal (UVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 2,5 cm/s.

Figura 3.18: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos gelo marinho MAX e MIN para o campo de velocidade zonal (UVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de 0,5 cm/s.

Na superfície, o campo vetorial de corrente simulado (figura 3.23) mostra um padrão de circulação aberta na parte nordeste do Mar de Weddell consistente com Kottmeier & Sellmann (1996) e Beckmann *et al.* (1999) devido a influência do dominante campo de vento de larga escala (figura 3.16). O campo de corrente de superfície para os resultados dos experimentos de gelo MAX e MIN podem ser vistos na figura 3.23(a) e figura 3.23(b), respectivamente. O fluxo de superfície em direção oeste simulado no limite sul do Giro de Weddell foi representado de maneira

realista em ambos os experimentos. Pode-se observar que o resultado do experimento MAX apresenta correntes com velocidades maiores do que o experimento MIN. Considerando a teoria de Fahrbach & Beckmann (2001), a maior intensidade da corrente na região de entrada para os resultados da simulação MAX pode ser explicada pela fricção entre o gelo e a superfície do oceano. Isto acontece devido a distribuição da concentração da forçante de gelo marinho ao longo do ano (figura 2.1), apresentar em média valores positivos na diferença da fração da cobertura de gelo para região do Mar de Weddell.

Figura 3.19: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de velocidade zonal (UVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de 0,5 cm/s.

Figura 3.20: Campo de velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.

Figura 3.21: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos gelo marinho MAX e MIN para o campo de velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de 0,1 cm/s.

Figura 3.22: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície do Mar de Weddell. Intervalos de 0,5 cm/s.

Figura 3.23: Campo de corrente de superfície do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Velocidades em cm/s (com vetor de magnitude de 15).

Figura 3.24: Campo de Função de Corrente do Transporte Barotrópico (TB) do Mar de Weddell, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0-120 (20), 120-180 (7,5), 180-200 (2,5) em Sv.

Figura 3.25: Diferença entre o gelo marinho MAX e MIN para o campo de Função de Corrente do Transporte Barotrópico (TB) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,25 Sv.

Figura 3.26: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de Função de Corrente do Transporte Barotrópico (TB) no Mar de Weddell. Intervalos de 0,25 Sv.

Como a dinâmica da circulação do Giro de Weddell é predominantemente barotrópica, esta pode ser apresentada através de uma estimativa do escoamento médio integrado verticalmente. Esta variável é chamada de função de corrente do transporte barotrópico, e sua unidade é dada em Sverdrup, onde $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. A função de corrente do transporte barotrópico para os resultados da simulação MAX e MIN é mostrada na figura 3.24. O valor máximo do transporte barotrópico é de 220 Sv em ambos os experimentos. Existem outras simulações para o Mar de Weddell com resultados diferentes, tal como o valor de 50 Sv simulado nos resultados de Beckmann *et al.* (1999), que usou um modelo BRIOS - 1 (*Bremerhaven Regional Ice-Ocean Simulations*). Segundo William G. Large (comunicação pessoal), sugere-se que os altos valores do transporte barotrópico encontrados aqui sejam devido ao alisamento da topografia no cálculo do transporte integrado.

O campo da diferença entre os resultados das simulações MAX e MIN para a função de corrente do transporte barotrópico (figura 3.25) mostra uma maior intensidade no transporte ao norte 65°S para o experimento MAX, essa diferença atinge 3 Sv no noroeste do Mar de Weddell. A figura 3.26 apresenta a diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação a simulação do controle para o campo da função de corrente do transporte barotrópico do Mar de Weddell. As velocidades do transporte barotrópico são maiores em 2 Sv nos resultados do experimento controle em relação ao MAX no setor leste do Mar de Weddell. Para o campo da diferença entre os experimentos de controle e MIN os resultados mostram que ao longo do continente Antártico o transporte barotrópico do experimento de controle tem maiores intensidades de 1 Sv, e em direção ao noroeste nota-se uma maior intensidade de transporte de 3 Sv.

Perfil do Mar de Weddell

A estrutura termohalina do Giro de Weddell é apresentada ao longo de uma radial que cruza o Mar de Weddell, do norte da Península Antártica em $54^{\circ}\text{W}/62^{\circ}\text{S}$ até o continente Antártico em $13^{\circ}\text{W}/72^{\circ}\text{S}$. Também é apresentado neste estudo perfis para a seção meridional na região do meridiano de Greenwich. Essas seções são definidas no WOCE como SR4 e A12, respectivamente (figura 3.27).

Figura 3.27: Localização das seções SR4 e A12 no Mar de Weddell (Fonte: Fahrbach et al., 2004).

O perfil de temperatura para os resultados da simulação de gelo MAX (figura 3.28(a)) e para o MIN (figura 3.28(b)) ao longo da radial SR4 pode ser visto na figura 3.28. Este perfil mostra na superfície a Água de Inverno (WW - Winter Water) com $\theta < -1,7^{\circ}\text{C}$ e salinidade $< 34,4$ (figura 3.30). Essa água fria de superfície tem o papel de isolar as águas mais quentes de sub-superfície para não perderem calor para a atmosfera (Robertson *et al.*, 2002). Neste perfil, entre as profundidades médias de 150 - 2000m, encontra-se a Água Cálida Profunda (WDW - Warm Deep Water) com temperaturas positivas. A Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW - Weddell Sea Deep Water) é observada abaixo da WDW, ocupando o intervalo de profundidade entre 2500 - 3500m. Nas maiores profundidades temos a Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW - Weddell Sea Bottom Water) que é encontrada com temperaturas abaixo de $-0,6^{\circ}\text{C}$. A inclinação positiva das isolinhas é causada pela localização da radial SR4, que corta uma fatia ao lado do Giro de Weddell. Em ambos os lados da seção ocorre um afundamento da camada de superfície em direção ao continente devido ao transporte de Ekman para a costa. Estas características hidrográficas das simulações estão consistente com as medidas obtidas por Fahrbach *et al.* (2004) para a mesma radial. O gelo marinho tem um importante papel de isolar as águas

de sub-superfície para que essas não percam calor para a atmosfera. Por isso, o experimento do gelo marinho MAX apresenta águas da WDW mais quentes com $2,5^{\circ}\text{C}$ em torno da profundidade de 250m.

O perfil de diferença da temperatura, entre os experimentos MAX e MIN figura 3.29(a), exhibe águas mais frias para a WDW na simulação de gelo MIN. O fornecimento de calor da WDW é considerado uma fonte de energia para o derretimento da plataforma de gelo, de acordo com Robertson *et al.* (2002). As mudanças no oceano profundo são muito lentas, e não apresentam diferenças. Desta forma, é possível afirmar que não há qualquer mudança do oceano profundo nestas simulações de gelo marinho. Na diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao controle (figuras 3.29(b) e 3.29(c)), os resultados do experimento controle em relação a ambos os extremos de gelo (MAX e MIN) apresenta maiores temperaturas, com valores de $1,2^{\circ}\text{C}$, nas profundidades da WDW em torno de 45°W .

A figura 3.30 mostra o perfil SR4 de salinidade para as simulações de gelo MIN e MAX. Podemos observar a salinidade da WDW de 34,6 ups sendo, esta a massa d'água mais quente e mais salina da região do Mar de Weddell (Schodlok *et al.*, 2002). O resultado do experimento de gelo MIN (figure 3.30(b)) apresenta águas de superfície mais salinas com 33 ups e águas de sub-superfície menos salinas em torno de 34,8 ups, em relação aos resultados de gelo MAX. Esta dessalinização das águas de sub-superfície ocorre devido à água doce liberada durante o degelo. Os resultados de gelo MAX mostram as águas mais salgadas em sub-superfície, com 35 ups, em função do ganho de sal na fase de congelamento. Em outras palavras, durante o processo de formação de gelo ocorre a liberação de sal na água do mar (processo conhecido por *brine rejection*), e o gelo é formado predominantemente por água doce. Essa diferença de salinidade fica clara na figura 3.31(a), onde observamos 1 ups mais salino na superfície para o gelo MIN e 0,15 ups mais salino para o MAX em águas de subsuperfície. A diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao controle mostra que o experimento controle é menos salino (0,7 ups) na superfície em relação ao MAX (figura 3.31(b)). No perfil da diferença com o controle (figura 3.31(c)) o experimento MIN apresenta águas de 1 ups mais salinas na superfície. Similar à temperatura (figura 3.29), as mudanças de salinidade entre as simulações ocorrem somente nos primeiros 500m de profundidade,

ou seja, as mudanças nas propriedades da WDW podem influenciar indiretamente a produção da Água de Fundo Antártica. Segundo Shin *et al.* (2003), a variação sazonal da extensão do gelo marinho ao redor da região Antártica intensifica a liberação de sal e aumenta a produção da Água de Fundo Antártica. Assim, podem ocorrer alterações na ventilação global de águas profundas. Estas mudanças nas características de temperatura e salinidade da WDW, bem como alterações no seu transporte podem influenciar o balanço de calor global em uma escala de tempo e espaço maior (Martinson & Iannuzzi, 2003).

Figura 3.28: Perfil de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de integração, da radial do Mar de Weddell para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,1^\circ\text{C}$.

Figura 3.29: Diferenças dos perfis de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Weddell entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de $0,1^\circ\text{C}$.

Figura 3.30: Perfil de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de integração, da radial do Mar de Weddell para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,1 ups.

Figura 3.31: Diferenças dos perfis de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Weddell entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05 ups.

Figura 3.32: Perfil de velocidade zonal (UVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, da radial do Mar de Weddell para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,6 cm/s.

Figura 3.33: Diferenças dos perfis de velocidade zonal (UVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Weddell entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,2 cm/s.

A seção SR4 para a velocidade zonal (figura 3.32) mostra valores positivos associado a componente com direção oeste em todas as profundidades próximo da Península Antártica. No lado leste da radial, podemos observar valores negativos associados com a direção leste em ambos os experimentos (figuras 3.32(a) e 3.32(b)). As diferenças entre os resultados dos experimentos MAX e MIN (figura 3.33(a)) mostram que o fluxo para leste em MAX apresenta uma componente horizontal mais intensa em 4 cm/s no limite nordeste do Giro de Weddell. O que acontece é que variações de gelo causam mudanças nas correntes oceânicas e no fluxo de água doce (Fahrbach & Beckmann, 2001) devido ao ciclo de congelamento e degelo do gelo marinho.

O perfil da diferença da velocidade zonal entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao controle (figuras 3.33(b) e 3.33(c)) mostra diferenças positivas entre os resultados do controle e do MAX na região de entrada, com velocidade zonal de 2,5 cm/s mais intensa para o experimento do controle. O mesmo acontece em relação ao experimento MIN, onde o experimento controle também apresenta maiores intensidades (diferenças negativas de 4 cm/s).

Figura 3.34: Perfil de velocidade meridional (VVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, da radial do Mar de Weddell para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,8 cm/s.

Figura 3.35: Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, para a radial do Mar de Weddell entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,4 cm/s.

Os resultados do experimento MAX (figura 3.34(a)) e MIN (figure 3.34(b)) para a seção SR4 da velocidade meridional mostram no lado oeste da radial o fluxo de saída (*outflow* - 64°S/60°W) em direção norte, já o fluxo de entrada (*inflow* - 71°S/10°W) pode ser visto no lado leste do Mar de Weddell. Ambas as regiões apresentam velocidades de 2,5 cm/s mais intensas para os resultados da simulação de gelo MAX, como mostrado na figura 3.35(a) da diferença entre esses perfis. As diferenças na região de entrada e saída são movidas pelas forçantes termohalinas, onde a presença de gelo altera a densidade. A diferença entre o experimento MAX e controle (figura 3.35(b)) e a diferença entre o controle e o MIN (figura 3.35(c)) apresentam próximo a superfície na região de saída, velocidade meridional de 3 cm/s mais intensa, e na entrada 1,5 cm/s mais intensa para os resultados do experimento controle.

A seguir serão analisados os perfis referente a seção A12. Esta seção ao longo de 0°W (Greenwich) corta o giro ciclônico de Weddell meridionalmente. A figura 3.36 apresenta o perfil de temperatura com as seguintes massas d'água: AASW/WW ($\theta < -1,7^\circ\text{C}$), WDW ($\theta > 0,0^\circ\text{C}$), WSDW ($-0,7^\circ\text{C} < \theta < 0,0^\circ\text{C}$) e a WSBW ($\theta < -0,7^\circ\text{C}$). Ao sul, podemos observar um afundamento das isotermas, entre 100-120m de profundidade, em direção a quebra da plataforma, em aproximadamente 600m, próximo da Frente Antártica. Estas características hidrográficas foram observadas por Jacobs (1991); Fahrbach *et al.* (2004). Os autores discutem que estas características de inclinação das isotermas separam as águas oceânicas da WDW e WW das águas de plataforma próximas do continente.

O perfil da diferença entre os experimentos MAX e o MIN apresenta águas mais quentes para o resultado do gelo MAX ao sul da seção. Observa-se na figura 3.37(a) a ocorrência de diferenças em torno de 1°C entre as profundidades de 300-500m e $0,4^\circ\text{C}$ próximo da superfície. Em relação ao experimento controle, as diferenças são menores em $0,2^\circ\text{C}$ para o experimento MAX (figura 3.37(b)), e 1°C para o MIN (figura 3.37(c)), ambas as diferenças ocorrem na região da WDW.

Figura 3.36: Perfil de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,1^\circ\text{C}$.

Figura 3.37: Diferenças dos perfis de temperatura, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de $0,1^\circ\text{C}$.

Figura 3.38: Perfil de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,1$ ups.

Figura 3.39: Diferenças dos perfis de salinidade, da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de $0,05$ ups.

A variação vertical da salinidade vista no perfil A12 apresenta para o experimento MAX (figura 3.38(a)) águas de superfície menos salina em relação ao experimento MIN (figura 3.38(b)). Observando o perfil do norte para o sul, nota-se uma inclinação das isolinhas em direção a costa similar ao perfil de temperatura, presente na figura 3.36. A diferença entre esses experimentos (figura 3.39(a)), mostra que na superfície das altas latitudes o gelo marinho no experimento MIN apresenta-se 0,8 ups mais salino. Isso acontece porque no experimento com gelo marinho MAX a superfície do gelo é composta principalmente por água doce. Entretanto, a diferença do experimento MAX e do controle apresenta valores próximo de zero, como pode ser visto na figura 3.39(b). No perfil da diferença entre o controle e o experimento MIN (figura 3.39(c)) as águas de superfície permanecem mais salinas e as de sub-superfície menos salinas, para o MIN, com valores de 0,8ups e 0,2 ups, respectivamente.

Figura 3.40: Perfil de velocidade zonal ($UVEL$), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.

Figura 3.41: Diferenças dos perfis de velocidade zonal ($UVEL$), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,25 cm/s.

O perfil médio da velocidade zonal na seção A12 mostra que a corrente Costeira Antártica é a característica dominante, com uma banda extensa de alto gradiente entre $\sim 67\text{--}70^\circ\text{S}$. As maiores velocidades dessa corrente atingem quase 20 cm/s em direção leste (figura 3.40). Observa-se também, uma corrente relativamente fraca em direção oeste, associada ao giro de Weddell que ocorre ao norte de 61°S . Estudos observacionais de Schroder & Fahrbach (1999) e Klatt *et al.* (2005) discutem velocidades para corrente Costeira Antártica de aproximadamente 30 cm/s , obtidas através de dados hidrográficos, correntógrafos e de ADCP acoplado ao barco. Klatt *et al.* (2005) encontraram também, a localização do eixo do giro de Weddell em torno de $61,5^\circ\text{S}$.

A corrente Costeira Antártica no experimento de gelo marinho MAX apresenta velocidade de 6 cm/s superior ao resultado do experimento MIN (figura 3.41(a)). As diferenças entre os experimentos MAX e controle foram próximas de zero a não ser bem próximo ao continente Antártico em superfície (figura 3.41(b)). As diferenças maiores aparecem entre os experimentos controle e MIN, como mostra a figura 3.41(c), onde o fluxo para leste é mais intenso no resultado da simulação do controle.

A seção da velocidade meridional apresenta uma componente negativa (para sul), de 4 cm/s em torno da latitude de 64°S , associada ao ramo sul do giro de Weddell. Isto pode ser observado em ambos os experimentos de gelo marinho extremo, como mostrado na figura 3.42. Ao norte do eixo do giro de Weddell em $61,5^\circ\text{S}$, a componente da velocidade meridional muda o seu sentido e agora segue em direção norte, representando o ramo norte do giro. No perfil da diferença entre os experimentos de gelo MAX e MIN (figura 3.43(a)), nota-se que o valor de velocidade ($0,3\text{ cm/s}$) é mais abrangente para o experimento MIN na região da corrente Costeira Antártica. O valor da diferença entre os perfis do experimento MAX e controle apresenta-se próximo de zero. As diferenças entre os experimentos do controle e o MIN não são negligenciáveis. Por exemplo, na região do ramo sul do giro de Weddell o controle mostra menor velocidade de $0,1\text{ cm/s}$ em relação ao MIN. Por outro lado, na região da corrente Costeira Antártica o experimento do controle apresenta uma velocidade de $0,25\text{ cm/s}$ maior que no resultado do experimento MIN.

Figura 3.42: Perfil de velocidade meridional (VVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,4 cm/s.

Figura 3.43: Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL), da média climatológica dos 150 anos de integração, em Greenwich entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,1 cm/s.

A tabela 3.1 sumariza a influência do gelo marinho Antártico nos cenários de gelo marinho MAX e MIN em duas regiões do Mar de Weddell (*inflow-outflow*) e na Passagem de Drake. Verificou-se que as menores concentrações de gelo marinho influenciam a TSM, na Passagem de Drake e, a SSM tanto na região do *inflow* quanto do *outflow*. As componentes zonais, τ_x e UVEL, recebem maior impacto do gelo na região do *inflow* para os resultados do experimento MAX. As maiores concentrações de gelo também afetam as componentes meridionais, τ_y e VVEL, porém na região do *outflow*. O transporte barotrópico apresenta maior variação para as concentrações de gelo marinho MAX na Passagem de Drake.

Nota-se que a diferença relativa ao experimento do controle tanto para o MAX quanto para o MIN não são simétricas, indicando que a resposta é não linear. Isto foi observado na maioria das variáveis oceânicas, e será discutido no capítulo 6.

	Gelo Marinho		Região		
	MAX	MIN	<i>Inflow</i>	<i>Outflow</i>	Drake
TSM		X			X
SSM		X	X	X	
τ_x	X		X		
τ_y	X			X	
UVEL	X		X		
VVEL	X			X	
TB	X				X

Tabela 3.1: Influência do gelo marinho extremo nas variáveis oceânicas de superfície na região do Mar de Weddell e da Passagem de Drake. O X representa as maiores diferenças entre os experimentos nas regiões específicas.

3.2 Confluência Brasil Malvinas

Nesta seção é apresentada a climatologia anual das variáveis de temperatura da superfície do mar (TSM), salinidade da superfície do mar (SSM), componente zonal (UVEL) e meridional (VVEL) do campo de corrente da superfície e da tensão de cisalhamento do vento (τ), além da função de corrente do transporte barotrópico e da pressão ao nível do Mar (PNM). Estas variáveis foram obtidas das simulações do modelo numérico (descrito na seção 2.1.2), e são apresentadas aqui para a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) que compreende o domínio entre 70°W - 40°W e 70°S - 30°S.

3.2.1 Resultados dos Experimentos

A figura 3.44 apresenta os resultados de TSM dos experimentos MAX e MIN caracterizando a região da confluência Brasil-Malvinas. Nesta região, em aproximadamente 42°S , é onde as águas quentes, mais salinas e pobres em nutrientes da corrente do Brasil, que fluem em direção sul, encontram as águas frias, menos salinas e ricas em nutrientes da corrente das Malvinas, que fluem em direção ao norte. Esta região, aqui simulada em torno de 42°S , é considerada uma das mais energética dos oceanos (Chelton *et al.*, 1990; Saraceno *et al.*, 2004). Podemos observar em ambos os experimentos a Água Tropical fluindo desde o norte do domínio até a latitude de 37°S , marcado pela isoterma de 20°C . Cirano *et al.* (2006) mostram a penetração da Água Tropical, na região oeste do Atlântico Sul em 52 m de profundidade, até 35°S através de uma simulação com o modelo OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project).

A diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da TSM está apresentada na figura 3.45. Podemos observar que o campo de TSM para a região da corrente das Malvinas apresenta um aumento de 1°C para os resultados da simulação do gelo MIN (valores negativos). Já para a região do limite sul da corrente do Brasil o resultado da simulação do gelo MAX apresenta apenas águas com $0,1^{\circ}\text{C}$ mais quentes. De acordo com observações de satélite de TSM, estudadas por Provost *et al.* (1992), a CBM apresenta uma migração latitudinal sazonal, com um deslocamento para o norte no inverno e para o sul no verão. Segundo Peterson & Stramma (1991), esta migração está relacionada com a mudança sazonal do sistema de ventos e a mudança sazonal meridional do Giro Subtropical. Fazendo uma associação do inverno austral com a simulação de gelo MAX e o verão austral com o experimento de gelo MIN podemos observar que nos resultados do gelo MIN a TSM está mais quente ao sul de 44°S , havendo um deslocamento de águas mais quentes para o sul. A figura 3.46 mostra a diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação a simulação do controle para o campo da TSM. Pode-se observar na figura 3.46(a) que o resultado da simulação controle apresenta maiores valores de temperatura em torno de $0,6^{\circ}\text{C}$ ao sul de 40°S (diferenças negativas). Já na região da corrente das Malvinas, observa-se maiores valores de TSM $0,2^{\circ}\text{C}$ para o resultado do experimento MAX. Na diferença do campo de TSM entre

o experimento controle e MIN (figura 3.46(b)) encontramos águas mais quentes no resultado do experimento controle na região da Passagem de Drake e da corrente das Malvinas. Observa-se também, ao sul de 40°S águas mais quentes em 0,5°C no resultado do experimento MIN.

Figura 3.44: Campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) sobreposto pelo campo de corrente na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1°C e velocidade em cm/s (vetor com magnitude de 50).

Os campos de salinidade para região da CBM dos experimentos de gelo marinho MAX e MIN mostram o encontro das águas salgadas, provenientes do norte, da corrente do Brasil com as águas menos salinas, de origem subantártica, da corrente das Malvinas (figura 3.47). As águas subantárticas apresentam maior salinidade no experimento MIN. Esta diferença fica clara na figura 3.48, onde valores de até 1 ups são encontrados no leste da Península Antártica seguindo em direção norte com o fluxo da corrente das Malvinas. A diferença entre os experimentos MAX e controle mostram valores baixos em torno de zero, como pode ser visto na figura 3.49(a). Entretanto, variações entre os experimentos controle e MIN apresentam águas subantárticas mais salinas em 0,5 ups para o experimento controle (figura 3.49(b)).

A variável PNM será apresentada para toda a bacia do Atlântico Sul, uma vez que as variações do Giro Subtropical são associadas a flutuações da Alta Subtropical do Atlântico Sul (Satyamurty *et al.*, 1998) e além disso, a variação meridional desse giro gera mudanças na frente Brasil-Malvinas (Peterson & Stramma, 1991). A figura 3.50) apresenta os resultados dos experimentos MAX e MIN para a PNM. Observa-se o centro de alta pressão localizado na parte central do oceano Atlântico Sul, em aproximadamente 30°S, associado a valores superiores a 1020hPa, indicando a presença da alta subtropical em ambos os experimentos. Ao sul de 46°S, pode-se notar um aumento no gradiente de PNM bem como sua diminuição até valores inferiores a 985hPa, em aproximadamente 60°S. O campo da diferença da PNM entre o MAX e o MIN (figura 3.51), mostra maiores valores de PNM, em torno de 0,4hPa (diferenças negativas), na região central do oceano em aproximadamente 60°S para o resultado do experimento MIN. Os resultados da diferença de PNM para o experimento MAX em relação ao controle (figura 3.52(a)), mostram uma intensificação do campo de PNM próximo ao continente sul americano para o MAX. A diferença entre os campos de PNM simulados no controle e no MIN (figura 3.52(b)) mostra valores positivos onde a PNM é maior no controle (cobrindo praticamente toda a extensão meridional ao longo de 48°S) e negativo ao sul de 55°S.

A figura 3.53 mostra o padrão de τ_x para os experimentos de gelo MAX e MIN. Podemos notar uma região positiva, ou seja, de ventos de oeste em aproximadamente 30-65°S. Ao norte de 30°S e ao sul de 65°S a componente zonal mostra ventos de leste. A diferença da média anual entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN

Figura 3.45: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,05° C.

Figura 3.46: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da temperatura da superfície do Mar (TSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,1^\circ\text{C}$.

Figura 3.47: Campo de salinidade da superfície do Mar (SSM), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,25$ ups.

para o campo de τ_x pode ser observada na figura 3.54. Os resultados do experimento MIN apresentam uma intensificação de τ_x para oeste na região de $48-56^\circ\text{S}$ e uma desintensificação no setor oeste da Península Antártica. O campo da diferença de τ_x entre os experimento de gelo marinho MAX e MIN em relação ao controle (figura 3.55), mostra a componente de oeste mais intensa no controle (diferença negativa em torno de 56°S) em relação ao resultado do experimento MAX. No entanto, o experimento MIN apresenta maior intensidade dos ventos de oeste na região da Passagem de Drake em relação ao controle (figura 3.55(b)) e menor intensidade na região de $48-56^\circ\text{S}$.

A componente meridional (τ_y) mostra no resultado dos dois experimentos de

Figura 3.48: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da salinidade de superfície do Mar (SSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 ups.

gelo marinho extremos (figura 3.56) um padrão semelhante, com valores positivos em direção ao norte, seguindo das altas latitudes até 56°S. Ao norte desta latitude, aparecem valores negativos indicando direção ao sul. O campo da diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para τ_y (figura 3.57) mostra que a componente meridional negativa é mais intensa no resultado do experimento MIN. A componente de sul, no campo da diferença de τ_y entre o experimento MAX e o controle (figura 3.58(a)), é maior no resultado do experimento controle em relação ao MAX. Já as diferenças no campo de τ_y entre o controle e o MIN apresentam valores mais intensos para o experimento MIN na componente norte, observada no oeste da Península Antártica (figura 3.58(b)). A figura 3.59 mostra no campo de vetores o padrão dominante dos ventos de oeste para a região sudoeste do Atlântico Sul, nos experimentos MAX e MIN.

Figura 3.49: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de salinidade da superfície do Mar (SSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 ups.

Figura 3.50: Campo de pressão ao nível do mar (PNM), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região do Atlântico Sul. Intervalos de 1 hPa.

Figura 3.51: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo de pressão ao nível do mar (PNM), na região do Atlântico Sul. Intervalos de 0,1 hPa.

Figura 3.52: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo de pressão ao nível do mar (PNM), na região do Atlântico Sul. Intervalos de 0,1 hPa.

Figura 3.53: Campo da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,1 \text{ N/m}^2$.

Figura 3.54: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da tensão de cisalhamento zonal do vento (τ_x), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,001 \text{ N/m}^2$.

Figura 3.55: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da tensão de cisalhamento zonal do vento (τ_x), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,001 \text{ N/m}^2$.

Figura 3.56: Campo da componente meridional da tensão de cisalhamento do vento (τ_y), da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN, na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,005 \text{ N/m}^2$.

Figura 3.57: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da tensão de cisalhamento meridional do vento (τ_y), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,0005 \text{ N/m}^2$.

Figura 3.58: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da tensão de cisalhamento meridional do vento (τ_y), na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de $0,05 \text{ N/m}^2$.

A circulação de superfície será apresentada de maneira análoga à análise do campo de ventos. Foram quantificadas as diferenças de intensidade das componentes zonal e meridional e os padrões vetoriais associados. O campo de velocidade zonal para a região da CBM, nos experimentos de gelo MAX e MIN (figura 3.60), mostra um fluxo intenso para oeste na região da Passagem de Drake, associado a corrente Circumpolar Antártica, e na região em torno de 44°S referente a corrente do Atlântico Sul, ambas as correntes com valores máximos de até 30 cm/s. Entre estas duas correntes de direção oeste, podemos observar um fluxo para leste associado a componente zonal da corrente de contorno oeste que flui em direção ao equador, ou seja, a corrente das Malvinas. Provost *et al.* (1995) observaram, através do cálculo de velocidade geostrófica, que o ramo leste da corrente das Malvinas é empurrado ao longo da quebra da plataforma continental e mesmo assim, segue em direção norte até $36,3^{\circ}\text{S}$. O campo da diferença da componente zonal entre os experimentos MAX e MIN, mostrado na figura 3.61, apresenta maiores intensidades no limite sul da corrente Circumpolar Antártica, próximo a Península Antártica, para o resultado do experimento MIN. No entanto, no oeste da Península, associado a componente zonal do giro de Weddell o experimento MAX apresenta as maiores velocidades. A figura 3.62(a) apresenta uma diferença em torno de 2 cm/s observada na região da corrente do Atlântico Sul para o experimento MAX em relação ao controle, já as diferenças na Passagem de Drake estão próximo de zero. Em relação ao experimento MIN o controle apresenta maiores intensidades em ambas as regiões (figura 3.62(b)).

A figura 3.63 mostra a componente meridional da velocidade de superfície. Observa-se dois fluxos principais, um com valor negativo (fluxo para sul) na parte norte do domínio, associado a corrente do Brasil, e outro fluxo com valor positivo referente a corrente das Malvinas. O fluxo para norte da corrente das Malvinas aumenta em aproximadamente 1,5 cm/s para o experimento MIN em relação ao MAX. No entanto, em torno da Península Antártica o resultado do experimento MAX apresenta fluxos mais intensos, tanto em direção norte no oeste da Península quanto em direção sul, ao leste da mesma (figura 3.64). As diferenças da componente meridional entre o experimento MAX e controle apresentam-se próximas de zero (figura 3.65(a)). O mesmo não acontece entre os experimentos controle e MIN, mostrado na figura 3.65(b), onde a corrente das Malvinas apresenta-se mais intensa em 1,5 cm/s no controle, e os fluxos próximo da Península Antártica, associado ao fluxo de saída do Mar de Weddell, apresentam maiores valores para o resultado do experimento MIN. O campo vetorial da corrente de superfície para a região da CBM nos experimentos de gelo marinho MAX e MIN (figura 3.66), apresenta a corrente das Malvinas com maiores velocidades em relação a corrente do Brasil. Observa-se também o fluxo para leste, da corrente do Atlântico Sul, bem definido em ambos os experimentos.

Figura 3.59: Campo da tensão de cisalhamento do vento (τ) na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Velocidade em N/m^2 (vetor com magnitude de 0,5).

Figura 3.60: Campo da velocidade zonal (U_{VEL}) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.

Figura 3.61: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo zonal (U_{VEL}) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.

Figura 3.62: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo zonal (U_{VEL}) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.

Figura 3.63: Campo da velocidade meridional (VVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.

Figura 3.64: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo meridional (VVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.

Figura 3.65: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo meridional (VVEL) da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,1 cm/s.

O resultado do experimento MAX e MIN mostra o campo do transporte barotrópico com valores negativos na região central do Atlântico Sul, representando o giro anticiclônico subtropical. Ao sul dessa região, o transporte apresenta valores positivos associado ao intenso fluxo para oeste da corrente Circumpolar Antártica e ao giro ciclônico de Weddell (figura 3.67). A diferença entre os experimentos MAX e MIN, mostrado na figura 3.68, mostra uma maior intensificação do giro subtropical em torno de 1,5 Sv para o experimento MAX. Na região sul do domínio, o transporte barotrópico também apresenta-se mais intenso em aproximadamente 2 Sv para o experimento MAX. O campo da diferença entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao controle para o transporte barotrópico está representado na figura 3.69. Observa-se que o resultado do experimento MAX tem maior intensidade de transporte, em torno de 3 Sv na região da corrente do Atlântico Sul, em relação ao experimento do controle (figura 3.69(a)). Quando comparamos o resultado do controle com o resultado do experimento MIN, o controle apresenta menor intensidade de 4 Sv no transporte da região entre 38-50°S. Entretanto, no oeste da Península Antártica, região do giro de Weddell, o experimento controle mostra uma maior intensidade do transporte (diferença positiva), como pode ser visto na figura 3.69(b).

Figura 3.66: Campo da corrente de superfície na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Velocidade em cm/s (vetor com magnitude de 50).

Figura 3.67: Campo da função de corrente do transporte barotrópico (TB) na região da Confluência Brasil-Malvinas, da média climatológica dos 150 anos de integração, do experimento de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 10 Sv.

Figura 3.68: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN para o campo da função de corrente do transporte barotrópico (TB) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,5 Sv.

Figura 3.69: Diferença, da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX e MIN em relação ao Controle para o campo da função de corrente do transporte barotrópico (TB) na região da Confluência Brasil-Malvinas. Intervalos de 0,5 Sv.

Perfil da Confluência Brasil-Malvinas

O perfil vertical de temperatura do sudoeste do Atlântico é dominado por uma região de confluência de águas subtropicais e subantárticas associado ao encontro das correntes do Brasil e Malvinas. Esse encontro de massas d'água gera uma estrutura complexa de estratificação vertical. De acordo com Maamaatuaiahutapu *et al.* (1992), a estrutura de massa d'água do sudoeste do Atlântico apresenta a Água Tropical (TW - Tropical Water), a Água Central do Atlântico Sul (SACW - South Atlantic Central Water), a Água Intermediária Antártica (AAIW - Antarctic Intermediate Water), a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW - North Atlantic Deep Water), a Água Profunda Circumpolar (CDW - Circumpolar Deep Water) e a Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW - Weddell Sea Deep Water).

No oceano superior, a massa d'água que é carregada em direção sul pela corrente do Brasil é a TW, caracterizada por alta temperatura potencial ($\theta > 20^{\circ}\text{C}$) e salinidade ($S > 36$ ups). As altas temperaturas da TW são devido ao ganho de calor proveniente da atmosfera nas baixas latitudes, enquanto as altas salinidades são devido a perda de água doce nas médias latitudes (Piola & Matano, 2001). As figuras 3.70 e 3.72 apresentam um afastamento das isolinhas em 200m de profundidade, representando o afundamento da corrente do Brasil até 400m, no qual foi encontrado por Vivier & Provost (1999a), em suas medições oceanográficas entre as longitudes de $54,5-53^{\circ}\text{W}$. No perfil simulado em 37°S , encontramos a SACW com temperaturas entre $10-20^{\circ}\text{C}$. Na figura 3.70, esta massa d'água se encontra nos primeiros 500m de profundidade em ambos os experimentos de gelo marinho. A estrutura do perfil vertical em profundidades intermediárias (500-1000m) é dominada pela presença da AAIW caracterizada por baixa salinidade ($S < 34.3$ ups) e temperaturas entre $2,5$ e 5°C , como pode ser visto nas figuras 3.70 e 3.72. As camadas profundas do perfil, em 37°S no sudoeste do Atlântico Sul, mostram a intrusão das águas salinas da NADW ($S \sim 34.8$ ups) nas profundidades entre 1500-3500m (figura 3.72). As águas abssais, frias ($\theta < 0^{\circ}\text{C}$) e densas, são provenientes do Mar de Weddell. Na figura 3.70, podemos observar a WSDW abaixo dos 3500m de profundidade. A Frente Brasil-Malvinas pode ser observada através da inclinação das isolinhas, tanto no perfil de temperatura quanto de salinidade, na parte oeste da seção em 54°W , e aproximadamente em 300m de profundidade. Esta feição foi descrita por

Provost *et al.* (1995); Vivier & Provost (1999a) através de dados hidrográficos para a mesma região. Outro estudo observacional de McDonagh & King (2005) descreve a Frente Brasil-Malvinas na posição de 53°W . O perfil da diferença entre os experimentos MAX e MIN apresenta valores muito baixos, próximos de zero (figura 3.71(a)). No entanto, o experimento MAX mostra águas mais quentes em $0,15^\circ\text{C}$, na profundidade entre 100-500m, em relação ao resultado do experimento controle (figura 3.71(b)). A figura 3.71(c) apresenta, para as mesmas profundidades, águas mais quentes em $0,4^\circ\text{C}$ para o experimento MIN em relação ao controle.

A figura 3.73 mostra as diferenças de salinidade na seção de 37°S entre os três experimentos. Valores em torno do zero aparecem entre o MAX e o MIN (figura 3.73(a)). Já em relação ao controle (figura 3.73(b)), o resultado do experimento MAX apresenta-se mais salino em 0,2 ups nas águas de superfície até 500m de profundidade. O mesmo acontece em relação ao MIN que exibe águas mais salgadas em até 0,3 ups em comparação com resultado do experimento controle (figura 3.73(c)).

Figura 3.70: Perfil de temperatura em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,5^\circ\text{C}$.

Figura 3.71: Diferenças dos perfis de temperatura em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, entre os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de $0,01^\circ\text{C}$.

Figura 3.72: Perfil de salinidade em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,01 ups.

Figura 3.73: Diferenças dos perfis de salinidade em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,005 ups.

O perfil de velocidade zonal para a seção de 37°S apresenta valores positivos, associado ao fluxo para oeste da corrente do Atlântico Sul na porção leste da radial. O fluxo para leste, representando a corrente das Malvinas apresenta um núcleo em aproximadamente 51°W com velocidades de 7cm/s . Essas características foram simuladas em ambos os experimentos de gelo marinho MAX e MIN (figura 3.74). As diferenças entre os experimentos MAX e MIN são baixas como pode ser observado na figura 3.75(a). O experimentos MAX apresenta maiores intensidades de $0,25\text{ cm/s}$ para a corrente do Atlântico Sul em relação ao controle (figura 3.75(b)). O controle apresenta também menor intensidade da componente zonal, para o perfil de 37°S , em comparação com o resultado do experimento MIN (figura 3.75(c)).

A componente meridional de velocidade, que corta a região da CBM em 37°S , mostra valores positivos indicando o fluxo para norte da corrente das Malvinas com 5 cm/s , no lado leste da radial, e os valores negativos, associado ao fluxo para sul, da corrente do Brasil com velocidades de 15 cm/s (figura 3.76). Valores próximos de zero ocorrem no perfil da diferença entre os experimentos MAX e MIN

(figura 3.77(a)). A componente meridional da corrente do Brasil e das Malvinas apresentam-se mais intensa em 0,3 cm/s (figura 3.77(b)), para o experimento MAX em relação ao resultado do experimento controle. A diferença entre os experimentos controle e MIN, mostrado na figura 3.77(c), exibe maiores velocidades no resultado do experimento MIN. Estas diferenças podem ser observadas tanto na parte oeste quanto leste da radial.

Figura 3.74: Perfil de velocidade zonal (UVEL) em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,5 cm/s.

Figura 3.75: Diferenças dos perfis de velocidade zonal (UVEL) em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,01 cm/s.

Figura 3.76: Perfil de velocidade meridional (VVEL) em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.

Figura 3.77: Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL) em 37°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,1 cm/s.

A próxima radial a ser apresentada corresponde a seção do WOCE A11, referente a latitude de 45°S . As figuras 3.78 e 3.80 mostram o perfil de temperatura e salinidade, em 45°S para ambos os experimentos de gelo. As camadas superiores da corrente do Brasil já seguiram em direção leste nesta latitude, e somente as águas subantárticas que fluem para o norte são encontradas, como por exemplo a AAIW com salinidades de $S < 34,2$ ups, em aproximadamente 500m de profundidade. Entretanto, a NADW, que flui em direção sul, também aparece nas profundidades em torno de 1500-3500m ($S \sim 34,8$). Este perfil revela a origem de águas salinas provenientes do norte e águas menos salinas provenientes do sul. Essas características do perfil de temperatura e salinidade também foram observadas nas seções hidrográficas do WOCE A11, descritas por Saunders & King (1995b). No perfil da diferença de temperatura em 45°S (figura 3.79(a)), os resultados do experimento MIN mostram águas superficiais de $0,8^\circ\text{C}$ mais quentes nos primeiros 100m de profundidade. No entanto, em subsuperfície (200-500m) os resultados do experimento MAX apresentam águas com temperaturas de aproximadamente $0,4^\circ\text{C}$ mais quentes. As diferenças entre o experimento MAX e o controle apresentam-se muito baixas, com valores próximo de zero (figura 3.79(b)). Em relação ao controle, o experimento MIN apresenta maiores temperaturas nas águas de superfície, e menores temperaturas em sub-superfície (figura 3.79(c)).

A figura 3.81 mostra a diferença do perfil de salinidade em 45°S . Os resultados do experimento MIN mostram águas superficiais mais salinas em 0,5 ups em relação ao resultado do experimento MAX, como pode ser visto na figura 3.81(a). Em relação ao controle, o experimento MAX mostra águas mais salinas de 0,1 ups

próximo da superfície no setor oeste da radial (figura 3.81(b)). A diferença entre o experimento MIN e o controle apresenta maior salinidade de aproximadamente 0,5 ups na superfície (figura 3.81(c)).

Figura 3.78: Perfil de temperatura em 45°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de $0,05^\circ\text{C}$.

Figura 3.79: Diferenças dos perfis de temperatura em 45°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de $0,05^\circ\text{C}$.

Figura 3.80: Perfil de salinidade em 45°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 0,1 ups.

A figura 3.82 apresenta o perfil de velocidade zonal em 45°S para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Podemos observar em ambas simulações velocidades negativas, com fluxo para oeste na parte oeste da radial. Já ao leste de 55°W , o fluxo tem sentido leste, representando a corrente do Atlântico Sul. O núcleo positivo dessa corrente, localizado em aproximadamente 51°W , apresenta velocidades de superfície com 15 cm/s , e em subsuperfície atinge profundidades de 2000m com velocidades de 5 cm/s . A diferença entre os experimentos MAX e MIN (figura 3.83(a)) mostra maiores velocidades, de $0,6\text{ cm/s}$ do fluxo para oeste, no resultado do experimento MIN até 100m de profundidade. Entretanto, em subsuperfície, maiores velocidades de $0,25\text{ cm/s}$ ocorrem, em torno de 500m , para o experimento MAX. O experimento controle mostra maiores velocidades da componente zonal em $0,6\text{ cm/s}$ (figura (3.83(b))), em relação ao experimento MAX. No entanto, as velocidades do resultado do experimento MIN são maiores que o controle, para a mesma região do perfil, como pode ser observado na figura 3.83(c).

O perfil da componente meridional (figura 3.84) apresenta um intenso fluxo para norte com velocidades de até 25 cm/s próximo da superfície, entre $54\text{-}60^{\circ}\text{W}$, associado a corrente das Malvinas. Na parte leste do perfil, observa-se o fluxo para sul (valores negativos), representando a corrente do Brasil. As correntes de fundo aqui simuladas apresentam valores baixos (próximo de zero), porém outro estudo de Saunders & King (1995a) observaram correntes de fundo com valores de 12 cm/s , em aproximadamente 5000m de profundidade, para a corrente das Malvinas. A figura 3.85(a) mostra o perfil da diferença da componente meridional entre os experimentos MAX e MIN, apresentando valores próximos de zero. A diferença entre os experimentos MAX e o controle revela maiores intensidades, do fluxo para norte da componente meridional, da corrente das Malvinas em $0,5\text{ cm/s}$ para o resultado do

Figura 3.81: Diferenças dos perfis de salinidade em 45°S , da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de $0,01\text{ ups}$.

MAX, como pode ser visto na figura 3.85(b). Já o experimento MIN tem maior intensidade para a corrente das Malvinas próximo da superfície em relação ao controle (figura 3.85(c)).

Figura 3.82: Perfil de velocidade zonal ($UVEL$) em $45^\circ S$, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.

Figura 3.83: Diferenças dos perfis de velocidade zonal ($UVEL$) em $45^\circ S$, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05 ups.

Figura 3.84: Seções de velocidade meridional ($VVEL$) em $45^\circ S$ para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Intervalos de 1 cm/s.

Figura 3.85: Diferenças dos perfis de velocidade meridional (VVEL) em 45°S, da média climatológica dos 150 anos de integração, para os experimentos de gelo marinho MAX, MIN e Controle. Intervalos de 0,05 ups.

A influência do gelo marinho extremo nas variáveis oceânicas de superfície na região da CBM é mostrada na tabela 3.2. Observa-se que a maioria das variáveis, tais como TSM, SSM, τ_x e τ_y são mais influenciadas pelo gelo marinho quando as suas concentrações são mínimas. As componentes de velocidade de corrente (UVEL e VVEL) apresentaram valores próximos de zero na diferença entre os extremos de gelo marinho. Portanto, estas parecem não apresentar impacto com as variações de gelo. A maior resposta do transporte barotrópico às mudanças de gelo marinho Antártico ocorreu no experimento MAX.

	Gelo Marinho		Região CBM
	MAX	MIN	
TSM		X	X
SSM		X	X
τ_x		X	X
τ_y	X		X
UVEL			-
VVEL			-
TB	X		X

Tabela 3.2: Influência do gelo marinho extremo nas variáveis oceânicas de superfície da região da CBM. O X representa as maiores diferenças entre os experimentos nas regiões específicas.

Capítulo 4

Variabilidade Interanual

Neste capítulo, o estudo da variabilidade interanual de cada variável na região do Mar de Weddell e da Confluência Brasil Malvinas é apresentado. A tendência do campo e a média temporal foram retiradas antes das análises estatísticas aqui apresentadas, assim os resultados se referem às anomalias em torno de suas médias. Além disso, os dados foram normalizados dividindo cada série do campo da variável pelo seu desvio padrão. Este procedimento foi feito para evitar que o valor da variância de uma localização em particular domine a análise inteira. Feito isso, apresentam-se os resultados da análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), e os espectros de potência dos respectivos coeficientes de expansão. Posteriormente, o estudo da variabilidade interanual é aprofundado através da apresentação da análise de Decomposição de Valores Singulares (SVD) para verificar a variabilidade conjunta.

4.1 Mar de Weddell

4.1.1 Modos de Variabilidade

De forma a entender a variabilidade da temperatura e salinidade de superfície e subsuperfície (profundidade de 250m), bem como a pressão ao nível do mar (PNM) para ambas as simulações, de gelo marinho MAX e MIN, utilizou-se da análise de EOF que isola a estrutura espacial e temporal de um determinado campo. O período de simulação considerado nestas análises foi do ano 50 ao 150, sendo desconsiderados os anos iniciais da série de forma a garantir as condições de equilíbrio.

A importância de analisar a temperatura e salinidade de subsuperfície (nível de 250m) é devido ao núcleo da WDW ser encontrado nesta profundidade e assim como as maiores intensidades apresentadas na componente meridional da velocidade na região de entrada do Mar de Weddell até 300m. Robertson *et al.* (2002) observaram, no lado leste do Mar de Weddell, que a média da profundidade da temperatura máxima da WDW estava em aproximadamente 330m com dados históricos de 1912 a 2000 provenientes do NODC (*National Oceanographic Data Center*). Os autores ainda afirmam que as mudanças nas águas profundas do Mar de Weddell poderão causar impacto na produção da Água de Fundo Antártica e, conseqüentemente na circulação termohalina global.

O primeiro modo da EOF para anomalia de TSM (figura 4.1) explica 22,14% da variância para o resultado do experimento MAX e 23,45% para o resultado do experimento MIN. Os respectivos coeficientes de expansão estão mostrados na mesma figura. Em ambas as simulações, o padrão espacial da EOF revela regiões com autovetores positivos na parte central do Giro de Weddell e regiões com autovetores negativos nos seus limites. O segundo modo para o resultado do experimento MAX (figura 4.2(a)) apresenta uma distribuição espacial com três bandas longitudinais com polaridades opostas. A banda central é de polaridade negativa e apresenta bandas positivas em torno dela. Este modo é responsável por cerca de 12,09% da variância total. Já o segundo modo para o resultado do experimento MIN é responsável por 15,85% da variância explicada, apresentando uma relação fora de fase entre a temperatura do lado leste e oeste do mar de Weddell (figura 4.2(b)), ou seja, nas regiões de entrada e saída (*inflow* e *outflow*). O erro associado ao autovalor foi calculado conforme North *et al.* (1982), o que garante a independência dos dois primeiros modos da EOF. Assim, os dois primeiros modos da EOF explicam a maior parte da variância nas simulações, sendo de aproximadamente 34% para o MAX e 39% para o MIN.

Figura 4.1: Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

Figura 4.2: Segundo modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

O padrão de EOF da anomalia da temperatura de sub-superfície em 250m para o primeiro modo explica 34% e 27% da variância para o MAX e o MIN, respectivamente (figura 4.3). O padrão espacial de ambos os experimentos MAX e MIN apresenta autovetores negativos na região de entrada (inflow). Esse padrão está relacionado a maior ou menor intrusão da CDW no Giro de Weddell, onde ocorre a transição de massa d'água entre a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e o Mar de Weddell. As séries temporais da temperatura em subsuperfície apresentam uma

oscilação de menor frequência em relação a superfície.

A figura 4.4 mostra o primeiro modo da EOF para as anomalias de salinidade de superfície do mar (SSM), este explica 48,24% da variância para o experimento MAX e 48,49% para o MIN. Ambos os padrões espaciais apresentam uma polaridade positiva quase uniforme. Em contraste, um monopolo positivo aparece no lado oeste do Mar de Weddell no cenário de gelo MAX, sugerindo a ocorrência de liberação de sal nas profundidades intermediárias dessa região de formação de água.

O segundo modo da EOF para o campo da anomalia da SSM mostra para o resultado do experimento MAX 15,51% da variância explicada, e apresenta uma relação fora de fase entre a salinidade, ou seja, com sinais opostos entre os limites norte e sul do Giro de Weddell (figura 4.5(a)). Enquanto, que para o MIN com 13,15% da variância a relação fora de fase ocorre nos setores leste e oeste do Mar de Weddell (figura 4.5(b)), seguindo o padrão espacial do segundo modo da TSM (figura 4.2(b)). De acordo com Fahrbach *et al.* (2004), quando ocorre um regime quente da WDW observa-se também águas mais salinas. Águas mais frias e menos salinas estão relacionadas ao regime frio da WDW, associado a menor intrusão da CDW no Giro de Weddell. Esta intrusão da CDW no Giro de Weddell está relacionada com a intensidade da onda circumpolar Antártica (ACW). Os autores sugerem que se ocorrer deslocamento de águas para o sul impulsionado pela ACW ocorrerá intrusão da CDW no Giro de Weddell. Desta forma, a região de entrada iria aumentar o seu fluxo em períodos de atividades mais intensas da ACW, e intensas mudanças meridionais do sistema de ventos também podem enfraquecer a Frente de Weddell. A independência dos dois primeiros modos da EOF da anomalia da SSM foi comprovada de acordo com o teste de North *et al.* (1982). No estudo em subsuperfície, o modo de variabilidade da anomalia de salinidade (S250), na profundidade de 250m, apresenta campo de correlação homogêneo similar a superfície em ambos os modos e experimentos. O experimento MAX apresenta uma variância de 62% para os dois primeiros modos da S250, enquanto o experimento MIN mostra 60% da variância explicada. Ambas as simulações mostram independência entre o primeiro e segundo modo da EOF.

Figura 4.3: Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura de Subsuperfície (T250m) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

Figura 4.4: Primeiro modo da EOF para o campo de salinidade de superfície do mar (SSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

A distribuição espacial dos autovetores da anomalia de PNM revela para o experimento MAX (figura 4.6(a)) um padrão de monopolo zonalmente alongado de baixa pressão, com um núcleo próximo da costa Antártica. Essa estrutura de baixa pressão em torno do continente Antártico chamado de cavado circumpolar já foi relatado por Harangozo (1997); Thompson & Wallace (2000); Venegas & Drinkwater (2001). O padrão de anomalias de PNM do experimento MIN apresenta-se de forma similar ao experimento MAX, entretanto este sugere uma intensificação e expansão

do núcleo próximo do continente associado as variações do giro ciclônico de Weddell (figura 4.6(b)).

Figura 4.5: Segundo modo da EOF para o campo de Salinidade da Superfície do Mar (SSM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

Figura 4.6: Primeiro modo da EOF para o campo de Pressão ao Nível do Mar (PNM) do Mar de Weddell. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

4.1.2 Períodos Dominantes

De forma a investigar a variabilidade temporal associada as EOFs utiliza-se da análise espectral. A análise espectral, descrita no capítulo 2, é empregada nas séries dos coeficientes de expansão do primeiro modo da TSM e PNM. A significância

estatística dos espectros foi avaliada através da hipótese nula de ruído vermelho usando o teste chi-quadrado. Escolheu-se o limite de 90%, ou seja, os picos acima da linha pontilhada possuem 90% de probabilidade de serem significativos.

O espectro de potência da série temporal, para o primeiro modo da TSM, nos resultados do experimento MAX (figura 4.7(a)) apresenta apenas um pico significativo com variabilidade em torno de ~ 2 anos. No entanto, o período dominante de escala interanual no experimento MIN aparece em 8 e 3 anos. Esta oscilação de 8 anos pode mostrar a presença do sinal da ACW que apresenta propagação para leste na variabilidade do Oceano Austral, com período predominante de 8 anos para duas ondas de comprimento de 180° de longitude (White & Peterson, 1996). Timmermann *et al.* (2002); Beckmann & Timmermann (2001) mostram que a variabilidade interanual da ACW influencia a formação de água profunda no interior do Mar de Weddell. De acordo com Carril & Navarra (2001), a intensidade da ACW também apresenta significantes variações decadais.

A figura 4.8 mostra os espectros de potência para a série temporal do primeiro modo da EOF do campo de PNM simulado nos experimentos MAX e MIN. Para o experimento MAX (figura 4.8(a)) observa-se dois picos significativos, um bem pronunciado com variabilidade decadal (10 anos) e outro próximo de 3 anos. Venegas & Drinkwater (2001) observaram com os dados da re-análise NCAR/NCEP oscilações de escala decadal e quase-quadrenial (3-4 anos) para PNM na região do Mar de Weddell. O espectro de potência da PNM simulada no experimento MIN apresenta picos de variabilidade interanual em torno de 8,3 e 4,5 anos, associado ao período de oscilação da ACW.

Figura 4.7: Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.

Figura 4.8: Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Pressão ao Nível do Mar (PNM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.

4.1.3 Modos Acoplados

A técnica de SVD identifica os padrões acoplados entre dois diferentes campos. Nesta seção, iremos avaliar o grau de acoplamento entre PNM e TSM, PNM e T250m. Serão mostrados apenas os primeiros modos de variabilidade acoplada para cada par de variáveis. Os campos de correlação homogênea para ambas as variáveis analisadas são mostrados juntamente com as suas séries temporais e o grau de acoplamento entre estas séries temporais é quantificado através da análise de correlação.

A figura 4.9 apresenta os padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a TSM e PNM simuladas no experimento MAX. Este modo responde a 47% da variância total. Observa-se uma correspondência entre o padrão da primeira EOF para ambas as variáveis e o padrão acoplado do primeiro modo da SVD. A PNM mostra um padrão zonal positivo com um monopolo centrado em aproximadamente 75-65°S e 10-40°W. O padrão de TSM acoplado mostra valores negativos em torno da Península Antártica e positivos ao leste de 40°W, contudo os maiores valores positivos apresentam-se na região central do Mar de Weddell. A correlação entre as séries dos coeficientes do primeiro modo da SVD para a TSM (linha azul) e PNM (linha vermelha) apresenta o valor significativo de 0,41 com limite de confiança de 95%, seguindo o teste t-student. Os padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a TSM e PNM simuladas no experimento MIN (figura 4.10) correspondem a 60% da variância total. Os mapas de correlação homogênea apresentam padrão similar ao experimento MAX, entretanto, o núcleo da TSM (65°S e 18°W) aparece

mais intenso e o da PNM mais expandido ($75\text{-}65^\circ\text{S}$ e $10\text{-}50^\circ\text{W}$). A correlação entre as respectivas séries temporais apresenta valor significativo de 0,49.

O primeiro modo da SVD para a T250 e PNM simuladas no experimento MAX explica 50% da variância total. Este modo mostra que a variabilidade da PNM sobre a região leste do Mar de Weddell está acoplada ao padrão das águas de subsuperfície que entram no Giro de Weddell na região do inflow (figura 4.11). Para o resultado do experimento MIN o modo acoplado da SVD entre a T250 e a PNM apresenta 45% da variância. Observa-se um padrão similar de acoplamento ao experimento MAX, porém fora de fase (figura 4.12). Os valores de correlação entre as séries temporais de T250 e PNM, do primeiro modo da SVD, são de 0,49 e 0,46 para o experimento MAX e MIN, respectivamente.

Figura 4.9: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

Fahrbach *et al.* (2004) observaram, no Mar de Weddell, uma queda no gradiente da PNM nas décadas de 80-90 com um relativo aumento da temperatura da WDW e, depois de um aumento do gradiente da PNM no final do anos 90, a WDW estava mais fria e relativamente com uma baixa injeção da CDW, resultando em um regime frio do Giro. Raphael (2003) relata um forte gradiente de pressão em simulação análoga a apresentada nesse trabalho para condições de gelo MIN (porém com somente 10 anos de integração). Outro estudo de Hudson & Hewitson (2001) investigou a resposta da circulação atmosférica na redução da concentração do gelo marinho Antártico do verão, e eles encontraram o cavado da baixa pressão com um maior gradiente.

Figura 4.10: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

Figura 4.11: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

Figura 4.12: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

4.2 Confluência Brasil Malvinas

4.2.1 Modos de Variabilidade

Os dois primeiros modos da EOF para as anomalias de TSM dos experimentos de gelo apresentam variância de 43% e 44% para o MAX e o MIN, respectivamente. De acordo com North *et al.* (1982), esses dois modos da EOF, para ambos os experimentos, mostraram-se independentes. A estrutura espacial do principal modo das anomalias de TSM (figura 4.13(a)) para o experimento MAX é todo de mesmo sinal, ou seja, as variações estão em fase em toda a região de estudo. O aumento dos autovetores desse modo é observado entre 40-65°S. Este padrão é responsável por cerca de 31% da variância total. O padrão da EOF1 do resultado do experimento MIN (figura 4.13(b)) com variância em torno de 27%, também apresenta valores de mesmo sinal em toda região, entretanto com padrão fora de fase em relação a EOF1 do experimento MAX. Esses resultados são concordantes com as investigações de Lentini *et al.* (2001); Castro *et al.* (2006); Souza *et al.* (2007). Estes estudos aplicaram a análise de EOF para os dados de TSM derivados de satélite da região do Atlântico sudoeste, e encontraram o modo principal em fase em todo o domínio.

Em contraste com o modo anterior, o modo 2 para os experimentos MAX e MIN (figura 4.14) apresentam um estrutura fora de fase, com valores positivos ao sul de 50°S e valores negativos ao norte desta latitude. Assim, esse modo indica oscilações de anomalias de TSM de sinais opostos entre essas duas regiões. Observa-se a inclinação das isolinhas, para a direção norte, em aproximadamente 46°S - 54°W , e uma inclinação em direção sul, em torno de 34°S - 48°W . Podemos notar também, maior intensidade no padrão espacial da estrutura fora de fase dos resultados do experimento MIN. Sugere-se que menores concentrações de gelo marinho antártico intensificam as anomalias desta região. Comparando o segundo modo com os estudos anteriores, temos que Lentini *et al.* (2001); Souza *et al.* (2007) encontraram um padrão de variabilidade fora de fase com valor zero centrado em 32°S . Essa estrutura também foi encontrada por Castro *et al.* (2006), no entanto com valores positivos ao norte de 28°S e valores negativos ao sul desta latitude.

Figura 4.13: Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

A figura 4.15(a) mostra o primeiro modo da EOF (EOF1) e sua respectiva série temporal para as anomalias de temperatura de subsuperfície, em 250m de profundidade na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), para o experimento de gelo marinho MAX. Este padrão apresenta 28,8% da variância total com uma estrutura zonal fora de fase, ou seja, valores positivos a oeste de 50°W e valores negativos a leste desta longitude. O padrão da CBM exibe a característica de mudança de sinal em uma pequena região em torno de 41°S , ou seja valores negativos no centro de

duas regiões positivas. A EOF1 de T250 para o experimento MIN (figura 4.15(b)) apresenta também a estrutura zonal fora de fase em relação ao experimento MAX. Responsável por 22,8% da variância total, este modo apresenta valores negativos associados ao intenso fluxo da corrente das Malvinas em direção norte até 42°S, onde segue ligeiramente para sul e muda de direção para leste do domínio em 45°S. Saraceno *et al.* (2004) descreve que após a colisão com a corrente do Brasil, o fluxo da corrente das Malvinas apresenta um fluxo de retorno que flui em direção sul até 49°S e segue em direção leste em torno desta região.

Figura 4.14: Segundo modo da EOF para o campo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

Figura 4.15: Primeiro modo da EOF para o campo da Temperatura de Subsuperfície (T250) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

A estrutura da EOF1 para as anomalias de salinidade de superfície simulada no experimento MAX apresenta a maior variabilidade do padrão espacial na região da CCA e do *outflow* do Mar de Weddell e menor variabilidade próximo do continente sul americano (figura 4.16(a)). Este modo (EOF1 - gelo MAX) representa 29,41% da variância, já o primeiro modo das anomalias de salinidade de superfície do experimento MIN mostra 22,77% com variabilidade de sinal oposto em relação ao experimento MAX (figura 4.16(b)). Observa-se também, em ambos os experimentos, um sinal de propagação para leste em torno de 40°S. O segundo modo da SSM para o experimento MAX (figura 4.17(a)) representa 17% da variância explicada, com padrão espacial apresentando as características do fluxo para norte da corrente das Malvinas se deslocando para leste em aproximadamente 44°S. O modo da EOF1 e EOF2 da SSM do experimento MAX apresentaram independência entre os padrões, seguindo o teste de North *et al.* (1982). Ao contrário, os dois primeiros modos do experimento MIN não passaram no teste, sendo a diferença entre o primeiro e segundo autovalor comparável com a magnitude do seu erro amostral, pois o limite superior do $\Delta\lambda$ do segundo modo ultrapassou o limite inferior do $\Delta\lambda$ do primeiro modo, revelando uma dependência entre eles. O mesmo não acontece na salinidade em subsuperfície, de ambos os experimentos, onde há independência entre o primeiro e o segundo modo. Juntos estes apresentam 46% e 50% da variância total para o experimento MAX e MIN, respectivamente. A estrutura espacial das anomalias de salinidade de subperfície apresentaram variabilidade similar a superfície para os experimentos MAX e MIN.

A figura 4.18 mostra os padrões de variabilidade para o primeiro modo de EOF do campo de pressão ao nível do mar (PNM) do Atlântico Sul, para os experimentos MAX e MIN que explicam 39,13% e 42,74% da variância total, respectivamente. O primeiro modo de variabilidade do experimento MAX (figura 4.18(a)) é caracterizado por um monopolo ao norte de 50°S. Este se mostra mais expandido na simulação do MIN (figura 4.18(b)) e representa uma maior porcentagem da variância explicada. Esta estrutura está associada às alterações de intensidade e ao deslocamento latitudinal da alta subtropical (Venegas *et al.*, 1997).

De acordo com Satyamurty *et al.* (1998), a alta do Atlântico Sul apresenta um ciclo sazonal, com uma intensificação no inverno e uma desintensificação no verão,

que está associado as flutuações sazonais do giro subtropical. Estas oscilações sazonais influenciam a localização da latitude da CBM (Legeckis & Gordon, 1982; Provost *et al.*, 1992).

Figura 4.16: Primeiro modo da EOF para o campo de Salinidade da Superfície do Mar (SSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

Figura 4.17: Segundo modo da EOF para o campo de Salinidade da Superfície do Mar (SSM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

Figura 4.18: Primeiro modo da EOF para o campo de Pressão ao Nível do Mar (PNM) da CBM. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

4.2.2 Períodos Dominantes

De maneira análoga à região do Mar de Weddell, a análise espectral das séries dos coeficientes de expansão do primeiro modo da TSM e PNM da CBM serão analisadas. A variabilidade anual da região sudoeste do Atlântico Sul já foi estudada por Olson *et al.* (1988); Provost *et al.* (1992); Podestá *et al.* (1991); Lentini *et al.* (2000); Castro *et al.* (2006). Os autores apresentam o ciclo anual e semi-anual dominante para a região. Entretanto, neste estudo será focado a variabilidade interanual para a região da CBM.

A figura 4.19(a) apresenta o espectro de potência da série temporal da EOF1 da TSM para o experimento MAX. Observa-se apenas as energias significativas a 90% do limite de confiança em torno de 2,2 e 2,3 anos. Picos de energia com períodos similares foram encontrados por Souza (2000); Lentini *et al.* (2001); Castro *et al.* (2006). Souza (2000) observou período bianual na análise de séries temporais do modo de variabilidade de EOF de 14 anos de dados de satélite das anomalias de TSM do Atlântico Sul. Os picos de 2-3 anos encontrados por Lentini *et al.* (2001) relacionam as anomalias frias de TSM aos eventos de El Niño. Castro *et al.* (2006) descrevem o ciclo anual dominante no espectro de energia associado ao principal modo de variabilidade na região da CBM, além dos picos interanuais de 2,5 e 6 anos, para os dados

mensais de satélite de TSM no período de 1987 a 1999. O espectro de potência para o experimento MIN (figura 4.19(b)) mostra picos significativos com variabilidade interanual de 2,7 e 3,1 anos e variabilidade decadal de 25 anos. Relacionado ao pico de 3,1 anos mostrado no experimento MIN, temos um período similar encontrado no estudo de Saraceno *et al.* (2004). Os autores analisaram a região da colisão das correntes do Brasil e das Malvinas separadamente, e encontram os picos semianual, anual e interanual de 3,4 anos com 99% do limite de confiança, entretanto os autores afirmam que este pico não está bem resolvido devido ao tamanho da série amostral de apenas 9 anos. Ambos os experimentos de gelo marinho MAX e MIN apresentaram variabilidade interanual entre 2 e 3 anos para o principal modo das anomalias de TSM, entretanto somente o resultado do experimento MIN mostrou uma energia em escala decadal. Wainer & Venegas (2002) analisaram a variabilidade multidecadal do Atlântico Sul do modelo climático do NCAR em uma simulação com 300 anos de integração. As autoras encontraram uma oscilação significativa com período de 25-30 anos na TSM, que foi associada com mudanças na circulação atmosférica que afetam a posição da zona de confluência Brasil-Malvinas.

Figura 4.19: Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.

O espectro de potência do principal modo de variabilidade da PNM para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN são mostrados na figura 4.20. O experimento de gelo MAX apresenta um pico significativo em 2,6 anos, e o experimento MIN mostra uma variabilidade interanual de 3,7 e 7,7 anos. Ambos os experimentos apresentaram picos de PNM similar ao período de variabilidade interanual da TSM em torno de 2 a 3 anos. No entanto, somente o experimento MIN apresentou energia

superior a esses períodos, sugerindo um aumento da variabilidade interanual a decadal no cenário com menores concentrações de gelo. Considerando o comportamento da variabilidade da TSM e PNM similar, Venegas *et al.* (1998) mostraram uma relação entre as anomalias de TSM associadas com o giro subtropical do Atlântico Sul ou com condições anômalas do sistema de alta pressão em escalas de tempo maiores. Para aprofundar essa investigação, a próxima seção irá avaliar o grau de acoplamento entre as anomalias de TSM e PNM na região da CBM.

Figura 4.20: Espectro de Potência da série temporal do primeiro modo da EOF para a Pressão ao Nível do Mar (PNM) para os experimento de MAX e MIN. A linha pontilhada representa o limite de confiança de 90%.

4.2.3 Modos Acoplados

Para examinar a relação da variabilidade entre as seguintes variáveis TSM e PNM, T250 e PNM será aplicada a análise de SVD. São mostrados apenas os primeiros modos de variabilidade acoplada para cada par de variáveis juntamente com as suas respectivas séries de coeficiente de expansão, e ainda calculou-se o acoplamento entre as séries temporais através da análise de correlação.

A figura 4.21 mostra o primeiro modo da análise de SVD para a TSM e PNM, e as séries temporais correspondentes para o resultado do experimento MAX. Este modo responde a aproximadamente 40% da variância total com um padrão fora de fase em ambas as variáveis. O padrão de TSM acoplado apresenta valores negativos na parte sul e positivos ao norte de aproximadamente 36°S. Ao contrário da TSM, a PNM mostra valores negativos na parte norte e positivos ao sul de 54°S. Os valores máximos de TSM, com núcleo negativo na região entre 40-44°S, coincidem com a região central de maior variabilidade da PNM. A correlação entre as séries temporais é de 0,42. A análise de SVD para o resultado do experimento MIN

(figura 4.22) apresenta padrão similar dos modos de variabilidade de TSM e PNM similar ao experimento MAX, entretanto o grau de acoplamento entre os dois campos corresponde a cerca de 47% da variância total.

Estudos anteriores que investigam a variabilidade acoplada interanual entre a PNM e TSM do Atlântico Sul tais como Venegas *et al.* (1997); Sterl & Hazeleger (2003); Haarsma *et al.* (2005) apresentam o domínio do equador até 50°S, contendo parte da região estudada aqui. Venegas *et al.* (1997) examinou os principais modos do Atlântico Sul usando 40 anos dos dados do COADS para a TSM e a PNM. O primeiro modo acoplado deles descreve uma oscilação decadal do giro anticiclônico subtropical que é acompanhado por uma estrutura de dipolo norte-sul da TSM. Esses resultados são similares ao encontrado por Sterl & Hazeleger (2003), que analisaram 52 anos dos dados da re-análise do NCEP/NCAR. Os autores mostram que o padrão de anomalias da circulação atmosférica são responsáveis por criar as anomalias de TSM. Eles afirmam que essas anomalias de TSM induzem mudanças no fluxo de calor latente e na profundidade da camada de mistura. Estes resultados de Sterl & Hazeleger (2003) foram confirmados por Haarsma *et al.* (2005) que investigaram os modos dominantes do Atlântico Sul com uma hierarquia de modelos acoplados.

Figura 4.21: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

Figura 4.22: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

Os modos de variabilidade acoplada entre a PNM e T250 para os experimentos de gelo MAX e MIN são apresentados nas figuras 4.23 e 4.24. Observa-se uma correspondência entre o padrão da primeira EOF de T250 e o padrão acoplado do primeiro modo de SVD. Este modo responde a aproximadamente 33% e 47% da variância total para o experimento MAX e MIN, respectivamente. A estrutura espacial da PNM, em ambos os experimentos, mostra uma relação fora de fase tanto entre eles quanto com os valores ao norte e ao sul do gradiente de PNM, em torno da latitude de 54°S. Os maiores valores de T250 coincidem com a região na qual o gradiente de pressão é maior. Uma correlação significativa entre as séries temporais foi encontrada com valores de 0,32 para o experimento MAX e 0,47 para o experimento MIN. Em torno da profundidade de T250 encontra-se a massa d'água central do Atlântico Sul, a SACW como observado no capítulo anterior (figuras 3.70 e 3.72). Segundo Stramma & England (1999) e Gordon (1981) a formação da SACW acontece na zona de confluência Brasil Malvinas e depois, esta recircula dentro do giro subtropical do Atlântico Sul.

Figura 4.23: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MAX. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

Figura 4.24: Padrões espaciais do primeiro modo da SVD para a Temperatura da Subsuperfície em 250m (T250) e Pressão Atmosférica ao Nível do Mar (PNM) e as respectivas séries temporais normalizadas em relação ao desvio padrão, para o experimento de gelo MIN. Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1.

Capítulo 5

Influência do Modo Anular - SAM

Este capítulo tem por finalidade investigar o comportamento do Modo Anular (SAM) nos experimentos forçados com diferentes concentrações de gelo marinho Antártico, além de investigar a influência da fase positiva da SAM na variabilidade oceânica interanual das regiões do Mar de Weddell e CBM, através de composições dos eventos positivos.

5.1 O Modo Anular Simulado

A variabilidade da circulação de baixa atmosfera do Hemisfério Sul apresenta como sinal dominante o Modo Anular (SAM), também conhecido como Modo de Altas Latitudes (HLM) ou Oscilação Antártica (AAO) (Gong & Wang, 1999; Thompson & Wallace, 2000; Hall & Visbeck, 2002). Neste trabalho, esse modo será referenciado como SAM seguindo Thompson & Wallace (2000). Os autores definem a SAM como o primeiro modo da EOF das anomalias da altura do geopotencial em 850 hPa ao sul de 20°S. Eles afirmam também, que a EOF pode ser calculada com a PNM, pois esta variável é altamente correlacionada com a altura do geopotencial em 850 hPa (99%). Em termos climatológicos, a pressão ao nível do mar (PNM) no Hemisfério Sul é caracterizada por um centro de Alta sobre o continente Antártico, tendo seu valor diminuído em direção ao equador até atingir uma banda de valores mínimos de pressão sobre o Oceano Austral (figura 3.7). A partir daí, a PNM aumenta de valor novamente formando as Altas Subtropicais (figura 3.50) sobre as três bacias oceânicas.

A figura 5.1 mostra o primeiro modo da EOF da PNM (SAM simulada) para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN explicando 36% e 39% da variância total, respectivamente. O domínio da EOF é ao sul de 20°S. Pode-se notar a característica predominante da estrutura zonalmente simétrica com uma relação fora de fase entre as altas e as médias latitudes. No entanto, uma estrutura não-anular, com forma alongada, pode ser observada ao oeste da Península Antártica no campo de anomalia de baixa pressão. Esta componente não-anular também foi encontrada nos dados da reanálise do NCEP/NCAR e do ECMWF, bem como em simulações de modelos acoplados (Mo, 2000; Hall & Visbeck, 2002; Lefebvre *et al.*, 2004).

A principal diferença da SAM simulada entre os experimentos de gelo MAX e MIN acontece nas médias latitudes, onde o experimento MIN (figura 5.1(b)) apresenta maior intensidade no padrão de anomalias positivas da PNM em torno de 45°S, com um núcleo presente no sudeste da África e uma maior expansão para o sul do oceano Pacífico. A série temporal associada a cada modo representa o índice da SAM. Valores positivos desse índice estão associados com anomalias negativas de pressão sobre as altas latitudes e anomalias positivas nas médias latitudes.

Figura 5.1: Primeiro modo da EOF para as anomalias anuais do campo da Pressão ao Nível do Mar (PNM). Campo apresentado em correlação homogênea com intervalos de 0,1. Série temporal normalizada em relação ao desvio padrão.

Em geral, as simulações de mudanças climáticas exibem uma tendência positiva da SAM com um fortalecimento do vortex circumpolar e uma intensificação dos ventos de oeste (Kushner *et al.*, 2001; Cai *et al.*, 2003; Rauthe *et al.*, 2004). Particularmente, o trabalho de Menéndez & Carril (2005) que mostra a simulação da SAM nos modelos do IPCC. Neste estudo, os autores encontraram padrões sazonais de

EOF da altura do geopotencial em 500 hPa mais intensos nas médias latitudes para os cenários futuros do SRES A2 (2070-2099), quanto comparado com as simulações do presente.

5.2 Composições dos Eventos Positivos

Nesta seção, foram identificados os eventos onde a fase positiva da SAM apresenta-se mais forte, ou seja, os anos considerados nas composições foram aqueles que apresentaram valores acima de 0,5 do desvio padrão da série do índice da SAM. Desta forma, foram feitas composições das anomalias para as variáveis de PNM, TSM, T250, transporte barotrópico e τ_x , a fim de examinar a associação do comportamento dos cenários de gelo marinho extremo.

A composição das anomalias de PNM para os experimentos MAX e MIN com as respectivas séries temporais do índice da SAM são apresentados na figura 5.2. Os eventos positivos da SAM para o experimento de gelo MIN exibem um gradiente de pressão mais intenso em torno de 60°S no setor do Atlântico (figura 5.2(b)) quando comparado ao experimento MAX. Esse maior gradiente de pressão no cavado circumpolar em condições de menores concentrações de gelo marinho Antártico é consistente com os resultados de Raphael (2003) e Hudson & Hewitson (2001). Além disso, os resultados do MIN mostram a anomalia negativa de PNM a oeste da Península Antártica com seu centro deslocado sobre o Mar de Ross. Observa-se ainda, que a anomalia positiva em torno das médias latitudes apresenta-se menos intensa no experimento MAX.

Figura 5.2: Composições dos eventos positivos para a anomalia da Pressão ao Nível do Mar (PNM). Intervalos de 0,1 hPa. Série temporal do índice da SAM alisada em 5 anos com reta de 0,5 do desvio padrão.

Mar de Weddell

A figura 5.3 mostra as composições da TSM para o Mar de Weddell. Observa-se no experimento MIN a ocorrência de anomalias negativas no norte do domínio, confirmando o regime frio do Giro de Weddell descrito por Fahrbach *et al.* (2004). Este regime frio ocorre quando há um aumento do gradiente de pressão e conseqüente diminuição da entrada da CDW no Giro de Weddell. A localização e a estabilidade da Frente de Weddell pode ser alterada e desta forma, gerar condições mais favoráveis ou menos favoráveis para a intrusão da CDW. Nota-se também, em ambos os experimentos, anomalias positivas ao norte da Península Antártica.

As anomalias negativas de T250 no centro do Giro de Weddell para o experimento MIN (figura 5.4(b)) são mais intensas que em superfície, pois a diminuição da entrada da CDW no Mar de Weddell ocorre em profundidades intermediárias. Este padrão é concordante com a análise acoplada de SVD entre a PNM e T250 para o experimento MIN (figura 4.12). Entretanto, pequenas anomalias positivas podem ser observadas na porção sudeste e sudoeste do Mar de Weddell. Para o experimento MAX (figura 5.4(a)) as composições dos eventos positivos mostram anomalias positivas no lado leste devido a maior entrada da CDW no giro, no entanto as águas se resfriam entre as regiões do inflow e outflow e observa-se anomalias negativas de T250 no lado oeste. Novamente ocorrem anomalias positivas ao norte da Península Antártica associadas ao transporte meridional de calor proveniente do norte.

Figura 5.3: Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,01^{\circ}\text{C}$.

As composições dos eventos positivos para as anomalias de τ_x do experimento MIN (figura 5.5(b)) seguem o padrão do gradiente da PNM, onde um cavado de baixa pressão mais intensificado em torno de 60°S gera ventos de oeste mais fortes e mais deslocados para o interior do Mar de Weddell. A intensificação dos ventos de oeste na fase positiva da SAM, descrito por Hall & Visbeck (2002), nos experimentos de gelo extremos parece ser mais pronunciada no MIN do que no MAX.

A figura 5.6 mostra as composições dos eventos positivos da SAM para a variável do transporte barotrópico nos experimentos de gelo MAX e MIN. Observa-se anomalias de transporte com intensidade superior a 3 Sv para o gelo MIN (figura 5.6(b)), na região de entrada e saída do Mar de Weddell, enquanto o experimento de gelo MAX apresenta valores menores com cerca de 1,75 Sv (figura 5.6(a)).

Figura 5.4: Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura de Subsuperfície, em 250 m de profundidade (T_{250}) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,025^\circ\text{C}$.

Figura 5.5: Composições dos eventos positivos para a anomalia da Tensão de cisalhamento do vento zonal (τ_x) do Mar de Weddell. Intervalos de $0,0025\text{ N/m}^2$.

Figura 5.6: Composições dos eventos positivos para a anomalia do Transporte Barotrópico (TB) do Mar de Weddell. Intervalos de 0,25 Sv.

Confluência Brasil-Malvinas

A análise dos eventos positivos da SAM é apresentada a seguir para as variáveis oceânicas da região da CBM. De acordo com Hall & Visbeck (2002) sabemos que na fase positiva da SAM ocorre uma intensificação dos ventos de oeste em torno de 55°S, e um enfraquecimento desses ao norte dessa latitude, além da variabilidade oceânica média zonal de larga-escala ao sul de 30°S, conforme descrito no capítulo 1 (figura 1.2).

As anomalias de TSM dos eventos positivos apresentam valores superiores a 0,2°C em 42°S e 54°W para o experimento MAX (figura 5.7(a)). Isto mostra o aumento das anomalias de TSM nesta região, devido a convergência do transporte meridional de calor em 45°S, que ocorre na fase positiva da SAM. Para o experimento MIN as anomalias de TSM são menores que 0,1°C para a mesma região.

Figura 5.7: Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,05°C.

A figura 5.8 apresenta as anomalias de temperatura em subsuperfície, na profundidade de 250m, para os experimentos de gelo marinho MAX e MIN. Observa-se anomalias positivas na região da corrente do Brasil e a persistência da anomalia de superfície na região da CBM para o experimento MAX (figura 5.8(a)). Já o experimento MIN apresenta anomalias de T250 negativas em torno da região de 41°S e a leste de 50°W (figura 5.8(b)). Nota-se também, em ambos os experimentos, um núcleo de anomalia positiva a norte da Península Antártica mais intenso que na superfície, como pode ser visto nas figuras 5.4(b) e 5.8(b). Este padrão de anomalias é consistente com os resultados encontrados por Menéndez & Carril (2005). Os autores encontraram anomalias positivas de TSM ao norte da Península Antártica na fase positiva da SAM, para o período de 1970-1999. Eles explicam que as fortes anomalias dos ventos meridionais permitem um aumento da advecção de calor proveniente do norte, para esta região. Assim, a figura 5.8(b) mostra que o experimento MIN apresenta maior aquecimento da Península Antártica induzido pela fase positiva da SAM.

As anomalias positivas de τ_x , para os eventos da fase positiva da SAM, em ambos os experimentos aparecem ao sul de 48°S (figura 5.9). Estas anomalias de τ_x representam a intensificação dos ventos de oeste para essa região. O experimento MIN (figura 5.9(b)) mostra uma maior distribuição destas anomalias para leste e estas também atingem latitudes mais ao sul, em função do maior gradiente de pressão em torno de 60°S que ocorre no MIN (figura 5.2(b)). No experimento MAX as anomalias positivas ficam concentradas mais na parte oeste do domínio (figura 5.9(a)).

Figura 5.8: Composições dos eventos positivos para a anomalia da Temperatura de Subsuperfície, em 250 m de profundidade (T250) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,05°C.

O maior gradiente das anomalias de PNM (figura 5.2(b)) e a maior área de influência das anomalias de τ_x (figura 5.9(b)) em torno de 60°S, nos eventos positivos da SAM para os resultados do experimento MIN, induzem um maior transporte barotrópico com intensidade de 3,5 Sv ao sul de 60°S (figura 5.10(b)). Ao contrário, o experimento MAX apresenta um transporte reduzido de 1,5 Sv para a mesma região, como pode ser visto na figura 5.10(a). Desta forma, observa-se que o forte fluxo anômalo circumpolar que ocorre durante a fase positiva da SAM apresenta maiores intensidades em menores concentrações de gelo marinho Antártico. Isto pode ser verificado também com a maior magnitude dos valores de anomalia da componente zonal da corrente, ao norte da Península Antártica (figura 5.11(b)), para o experimento MIN em relação ao MAX (figura 5.11(a)). Lefebvre *et al.* (2004) mostraram que os fortes ventos de oeste da fase positiva da SAM induzem um aumento das correntes zonais de superfície usando um modelo acoplado oceano-gelo marinho. Os autores observaram o valor de correlação de 0,6 entre a corrente zonal de superfície e o índice positivo da SAM em torno de 55°S.

Figura 5.9: Composições dos eventos positivos para a anomalia da Tensão de cisalhamento do vento zonal (τ_x) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,0025 N/m^2 .

Figura 5.10: Composições dos eventos positivos para a anomalia do Transporte Barotrópico (TB) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 1 Sv.

Figura 5.11: Composições dos eventos positivos para a anomalia da componente zonal de velocidade (UVEL) da Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Intervalos de 0,25 cm/s.

Capítulo 6

Discussões e Conclusões

Observações de satélite do gelo marinho Antártico, no período de 1979 à 2000, foram utilizadas para forçar três diferentes simulações, com 150 anos de integração, do modelo acoplado do NCAR-CCSM3. O gelo não funciona de forma interativa com o oceano e sim, apenas como uma forçante prescrita para avaliar a resposta oceânica ao impacto das mudanças de gelo marinho. As principais diferenças entre os resultados dos experimentos de gelo marinho MAX, MIN e controle foram analisadas, a fim de investigar a influência do gelo marinho na variabilidade anual, interanual e decadal das principais características oceânicas do setor austral e sudoeste do Atlântico Sul. O comportamento climático das variáveis oceânicas apresentou sensibilidade às diferentes concentrações de gelo marinho Antártico. Desta forma, para explicar tal sensibilidade procurou-se mecanismos físicos que possam atuar na interação oceano-atmosfera-gelo marinho.

A diferença entre o padrão climatológico da TSM, para os experimentos de gelo MAX e MIN, apresentou uma resposta na mudança do gradiente da Frente de Weddell. Na simulação com maiores concentrações de gelo, a TSM mostrou maiores temperaturas ao norte de 60°S. Assim, observa-se que as diferenças locais da concentração de gelo marinho podem forçar uma resposta na TSM desta região. Isto ocorre porque a troca de calor entre a atmosfera e o oceano adjacente é sensível a mudanças no albedo associado ao gelo marinho. A influência do gelo marinho na climatologia anual da PNM teve como resposta o centro de baixa localizado ao leste do Mar de Weddell mais intenso no experimento de MAX. As condições da PNM da baixa atmosfera são afetadas pelas mudanças nas concentrações de gelo mostrando

maiores intensidades quando as concentrações de gelo aumentam. A componente zonal da tensão de cisalhamento do vento recebe influências do gelo marinho MAX e aumenta sua intensidade na região do *inflow*. O mesmo acontece com a componente meridional (τ_y) para a região do *outflow*. Observa-se que os maiores gradientes de pressão nos resultados do experimento MAX geram maiores intensidades em τ para a região do Mar de Weddell. Conseqüentemente, as componentes zonal e meridional da corrente de superfície apresentam maiores intensidades em regiões equivalentes às componentes da tensão de cisalhamento do vento para os resultados do experimento MAX. Relativo ao controle, as variações do resultado do experimento MAX e MIN apresentam uma resposta não linear, apesar da diferença entre eles na forçante ser linear. Esse resultado é interessante porque em um clima global mais quente, e conseqüentemente com menores concentrações de gelo, ocorrem maiores variações em relação ao controle mostrando a não linearidade do sistema.

A influência do gelo marinho Antártico na estrutura termohalina do Mar de Weddell foi investigada através de duas seções do WOCE, sendo estas a SR4 e A12. O perfil de diferença da temperatura da seção SR4, entre os experimentos MAX e MIN, exhibe águas mais frias para a WDW na simulação de gelo MIN. O gelo marinho tem um importante papel de isolar as águas de sub-superfície para que essas não percam calor. Por isso, o experimento do gelo marinho MAX apresenta águas da WDW mais quentes em torno da profundidade de 250m. As mudanças no oceano profundo são muito lentas, e não apresentam diferenças entre as simulações de gelo marinho MAX e MIN. Desta forma, é possível afirmar que não há qualquer mudança do oceano profundo nestas simulações. O perfil SR4 de salinidade mostrou para o resultado do experimento de gelo MIN águas de superfície mais salinas e águas de sub-superfície menos salinas, em relação aos resultados de gelo MAX. Esta dessalinização das águas de sub-superfície ocorre devido a água doce liberada durante o degelo. Os resultados de gelo MAX mostram as águas mais salgadas em sub-superfície, em função do ganho de sal na fase de congelamento. Em outras palavras, durante o processo de formação de gelo ocorre a liberação de sal na água do mar (processo conhecido por *brine rejection*), e o gelo é formado predominantemente por água doce. Similar a temperatura, as mudanças de salinidade entre as simulações ocorrem somente nos primeiros 500m de profundidade, ou seja, as mu-

danças nas propriedades da WDW podem influenciar indiretamente a produção da Água Antártica de Fundo. De fato, segundo Shin *et al.* (2003), a variação sazonal da extensão do gelo marinho ao redor da região Antártica intensifica a liberação de sal e aumenta a produção da Água Antártica de Fundo. Assim, mudanças na concentração de gelo marinho podem alterar a ventilação do oceano global. Estas mudanças nas características de temperatura e salinidade da WDW, bem como alterações no seu transporte podem influenciar o balanço de calor global em uma escala de tempo e espaço maior o que está de acordo com Martinson & Iannuzzi (2003). A seção SR4 para a velocidade zonal mostra diferenças entre os resultados dos experimentos MAX e MIN onde o fluxo para leste no gelo MAX apresenta uma componente horizontal mais intensa no limite nordeste do Giro de Weddell. O que acontece é que variações de gelo causam mudanças nas correntes oceânicas e no fluxo de água doce (*e.g.* Fahrbach & Beckmann, 2001) devido ao ciclo de congelamento e degelo do gelo marinho. Os resultados do experimento MAX na seção SR4 da velocidade meridional mostram o fluxo de saída (*outflow*), no lado oeste da radial, e o fluxo de entrada (*inflow*) no lado leste com velocidades mais intensas em relação ao experimento MIN. As diferenças na região de entrada e saída são movidas pelas forçantes termohalinas, onde a presença de gelo altera a densidade.

O perfil de temperatura referente a seção A12 apresenta águas mais quentes para o resultado do gelo MAX ao sul da seção entre as profundidades de 300-500m. A variação vertical da salinidade para a mesma seção apresenta para o experimento MAX águas de superfície menos salina, ou seja, na superfície das altas latitudes o gelo marinho no experimento MIN apresenta-se mais salino. Isso acontece porque no experimento com gelo marinho MAX, a superfície do gelo é composta principalmente por água doce. O perfil médio da velocidade zonal na seção A12 mostra a corrente Costeira Antártica com velocidade superior no experimento de gelo marinho MAX em relação ao resultado do experimento MIN. A corrente Costeira Antártica simulada aqui, para todos os experimentos, apresentou velocidades menores que os valores observados por Schroder & Fahrbach (1999) e Klatt *et al.* (2005). Em ambos os experimentos a seção da velocidade meridional simulou o eixo do giro de Weddell em 61,5°S, consistente com o observado em Klatt *et al.* (2005). A componente sul, próximo do continente, exibiu maior intensidade de velocidade no experimento MIN.

A caracterização da região da confluência Brasil-Malvinas (CBM) nos experimentos de gelo marinho MAX e MIN ocorre em aproximadamente 42°S. Nesta latitude é onde as águas quentes, da corrente do Brasil, que fluem em direção sul, encontram as águas frias, da corrente das Malvinas, que fluem em direção ao norte. A CBM simulada apresenta-se mais ao sul da sua posição típica em aproximadamente 38°S como descrito em Gordon & Greengrove (1986); Saraceno *et al.* (2004). O comportamento climatológico da TSM para a região da CBM mostra na região da corrente das Malvinas um aumento de temperatura para os resultados da simulação do gelo MIN. De acordo com Provost *et al.* (1992), a CBM apresenta uma migração latitudinal sazonal, com um deslocamento para o norte no inverno e para o sul no verão. Fazendo uma associação do inverno austral com a simulação de gelo MAX e o verão austral com o experimento de gelo MIN podemos observar que nos resultados do gelo MIN a TSM está mais quente ao sul de 44°S, havendo um deslocamento de águas mais quentes para o sul. A climatologia anual da SSM para a região da CBM apresenta águas de origem subantártica da corrente das Malvinas com maior salinidade no experimento MIN. A PNM média para toda a bacia do Atlântico Sul mostrou uma resposta às mudanças de gelo com um centro de baixa, em torno de 60°S, mais intenso para o experimento MAX. Os ventos zonais de oeste e os ventos meridionais de sul são mais intensos na região da CBM para o experimento MIN. O mesmo não acontece com as componentes zonal e meridional da corrente, onde a influência das mudanças de gelo marinho Antártico são negligentes na região da CBM, porém as maiores diferenças de UVEL e VVEL entre os experimentos MAX e MIN ocorrem próximo da Península Antártica. O resultado médio do transporte barotrópico apresentou uma intensificação do giro subtropical para o experimento MAX.

A resposta às variações do gelo marinho na estrutura termohalina da região da CBM foi investigada na seção longitudinal em 37°S e na posição da seção do WOCE A11 em 45°S. As concentrações de gelo Antártico extremo não apresentaram influência nos perfis de temperatura, salinidade, UVEL e VVEL pois as diferenças entre os experimentos exibiram valores muito baixos. Ao contrário da seção de 37°S, a seção em 45°S recebeu influência da variação do gelo marinho Antártico. Observou-se que a AAIW, presente nesta seção em aproximadamente 500m de pro-

fundidade, exibiu maiores temperaturas para o experimento de gelo MAX. Esta massa d'água de origem subantártica preserva as características das águas de sub-superfície, ou seja, a concentração de gelo MAX funciona como um isolador das águas intermediárias e profundas para que estas não percam calor para a atmosfera. O perfil da salinidade da seção A11 apresenta na superfície águas mais salinas no resultado do experimento MIN. Este resultado é consistente com as seções do Mar de Weddell, onde nas menores concentrações de gelo marinho a salinidade de superfície respondeu de forma similar. O perfil de velocidade zonal em 45°S simulou a corrente do Atlântico Sul, com núcleo localizado em aproximadamente 51°W, apresentando velocidades de superfície mais intensa no resultado do experimento MIN. Entretanto, em sub-superfície, maiores velocidades ocorrem para o experimento MAX. O mesmo não acontece para a componente meridional que não apresenta resposta as mudanças de gelo.

A variabilidade das anomalias de TSM e SSM mostraram para o segundo modo da EOF do experimento MIN padrões espaciais que sugerem um regime frio da WDW para menores concentrações de gelo marinho Antártico. De acordo com Fahrbach *et al.* (2004), águas mais frias e menos salinas estão relacionadas ao regime frio da WDW que está associado a menor intrusão da CDW no Giro de Weddell. Esta menor intrusão da CDW ocorre quando há um maior gradiente de pressão na região do *inflow*, consistente com o padrão espacial apresentado na EOF1 das anomalias de PNM do experimento MIN. A intrusão da CDW no Giro de Weddell também está relacionada com a intensidade da onda circumpolar Antártica (ACW). O período dominante da análise espectral dos coeficientes de expansão da EOF1 da TSM e PNM, para o experimento de gelo marinho MIN foi de 8 anos, associados a ACW (White & Peterson, 1996). Timmermann *et al.* (2002); Beckmann & Timmermann (2001) mostraram que a variabilidade interanual da ACW influencia a formação de água profunda no interior do Mar de Weddell.

A resposta da variabilidade da temperatura, entre os cenários de MAX e MIN, para a região da CBM sugere que menores concentrações de gelo marinho Antártico intensificam as anomalias de TSM desta região, com periodicidade interanual de 2-3 anos e decadal de 25 anos. O padrão de variabilidade para o primeiro modo de EOF das anomalias de PNM do Atlântico Sul, para os experimentos MAX e MIN

é caracterizado por um monopolo ao norte de 50°S. Este se mostra mais expandido na simulação do MIN, e representa uma maior porcentagem da variância explicada. Esta estrutura está associada as alterações de intensidade e ao deslocamento latitudinal da alta subtropical (Venegas *et al.*, 1997). Ambos os experimentos apresentaram picos de PNM similar ao período de variabilidade interanual da TSM em torno de 2 a 3 anos. No entanto, somente o experimento MIN apresentou energia superior a esses períodos, sugerindo um aumento da variabilidade interanual a decadal no cenário com menores concentrações de gelo. Enfatizando esse resultado, a análise de SVD apresentou um maior grau de acoplamento entre a TSM x PNM e T250 x PNM para o experimento MIN. Considerando o comportamento da variabilidade da TSM e PNM similar, Venegas *et al.* (1998) mostraram uma relação entre as anomalias de TSM associadas com o giro subtropical do Atlântico Sul ou com condições anômalas do sistema de alta pressão em escalas de tempo maiores. Em torno da profundidade de T250 encontra-se a massa d'água central do Atlântico Sul. Segundo Stramma & England (1999) e Gordon (1981) a formação da SACW acontece na zona de confluência Brasil Malvinas e depois, esta recircula dentro do giro subtropical do Atlântico Sul. Desta forma, pode-se observar que as menores concentrações de gelo marinho Antártico apresentam influência sobre a SACW nesta região.

O impacto da SAM no gelo marinho e no oceano tem sido principalmente estudados com modelos climáticos de circulação geral devido a falta de observações. A investigação da fase positiva da SAM nos experimentos MAX e MIN mostrou que as anomalias de pressão de larga escala do Hemisfério Sul respondem às diferentes concentrações de gelo marinho Antártico. A principal diferença da SAM simulada entre os experimentos de gelo MAX e MIN acontece nas médias latitudes, onde o experimento MIN apresenta maior intensidade no padrão de anomalias positivas da PNM em torno de 45°S. A composição das anomalias de PNM para o experimento MIN exibe um gradiente de pressão mais intenso em torno de 60°S no setor do Atlântico quando comparado ao experimento MAX. Avaliando o impacto da fase positiva da SAM na variabilidade oceânica interanual do Mar de Weddell verificou-se no experimento MIN a ocorrência de anomalias negativas de TSM e T250, confirmando o regime frio do Giro de Weddell descrito por Fährbach *et al.* (2004). O experimento MIN mostrou maior aquecimento da TSM e T250, na região

oeste da Península Antártica induzido pela fase positiva da SAM, devido a advecção de calor proveniente do norte, que é consistente com os resultados de Menéndez & Carril (2005). A intensificação dos ventos de oeste na fase positiva da SAM, descrito por Hall & Visbeck (2002), nos experimentos de gelo extremos parece ser mais pronunciada no MIN do que no MAX. Isso gera anomalias de transporte barotrópico com intensidade superior para o gelo MIN, na região de entrada e saída do Mar de Weddell.

A análise dos eventos positivos da SAM para as variáveis oceânicas da região da CBM apresenta anomalias de TSM e T250 com maiores valores em torno de 42°S e 54°W para o experimento MAX. Isto mostra o aumento das anomalias de temperatura nesta região, devido a convergência do transporte meridional de calor em 45°S, que ocorre na fase positiva da SAM. De acordo com Hall & Visbeck (2002) na fase positiva da SAM ocorre um enfraquecimento dos ventos de oeste ao norte de 55°S. O maior gradiente das anomalias de PNM e a maior área de influência das anomalias de τ_x em torno de 60°S, nos eventos positivos da SAM para os resultados do experimento MIN, induzem um maior transporte barotrópico ao sul de 60°S. Além disso, a maior magnitude da anomalia da componente zonal da corrente, ao norte da Península Antártica, foi observada para o experimento MIN. Desta forma, verificou-se que o forte fluxo anômalo circumpolar que ocorre durante a fase positiva da SAM apresenta maiores intensidades em menores concentrações de gelo marinho Antártico. O sinal do gelo é transferido pela Corrente Circumpolar Antártica para as regiões do Mar de Weddell e da CBM. Assim, essas regiões apresentam uma forçante dinâmica comum.

Neste trabalho pode-se concluir que apesar da forçante climatológica dos experimentos de gelo MAX e MIN apresentarem pequenas diferenças na média sazonal, a resposta do oceano mostra mudanças significativas a essas variações da concentração de gelo marinho Antártico. As regiões do Mar de Weddell e da CBM apresentaram alterações nas características das seguintes massas d'água WDW, AAIW e SACW. A variabilidade anual mostrou um centro de baixa mais intenso e maiores intensidades das correntes para o experimento MAX. O oposto se conclui com a variabilidade interanual dos eventos positivos da SAM, onde foi no experimento MIN que ocorreu o centro de baixa mais intenso e maiores intensidades de corrente em ambas

as regiões analisadas. Também conclui-se com esse estudo que em um mundo mais quente (com temperatura média global superior a 15°C) e conseqüentemente com menos gelo, observa-se um impacto na TSM gerando um aumento da sua variabilidade na escala decadal. Além disso, a circulação oceânica do setor austral e sudoeste do Atlântico Sul, associada a fase positiva da SAM, se intensifica devido a influência das menores concentrações de gelo marinho. Essa intensificação das correntes do Atlântico Sul poderá gerar alterações na circulação termohalina global e conseqüente impacto no clima do planeta. Desta forma, verificou-se que em menores concentrações de gelo marinho Antártico ocorre uma resposta não linear do sistema climático. Esses resultados também sugerem, em geral, uma melhora na nossa capacidade de simulação do efeito da criosfera no oceano. Entretanto, isso deve ser ressaltado que mesmo no modelo acoplado do NCAR, ocorrem incertezas em simular a resposta oceânica à variações da cobertura de gelo marinho.

Por fim, os objetivos propostos no início, de examinar a caracterização climatológica das regiões de estudo para diferentes forçantes de gelo marinho; estimar as escalas, temporal e espacial, entre a circulação atmosférica e a oceânica relacionado às mudanças do gelo marinho Antártico; determinar o modo de variabilidade da SAM associado a diferentes concentrações do gelo marinho e sua influência na circulação do setor austral e sudoeste do Atlântico Sul foram atingidos (*e.g.* capítulos 3, 4 e 5).

Como sugestão para trabalhos futuros, em relação a não linearidade encontrada no sistema é importante investigar a resposta assimétrica entre os resultados dos experimentos de gelo (MAX, MIN e controle). Este estudo pode ser realizado através de simulações com intervalo variando de -1 a 1 entre a forçante do controle e dos extremos, a fim de verificar a função resposta do sistema. Sugere-se ainda, que a influência do gelo marinho Antártico deve ser investigada nos dados sazonais das variáveis oceânicas, para avaliar separadamente os impactos do gelo no verão e inverno austral, e ainda observar a migração sazonal da CBM. Outro ponto importante a ser estudado é o impacto dos eventos positivos da SAM dos extremos de gelo sobre a precipitação da América do Sul. O estudo de Silvestre & Vera (2003) apresenta a influência da SAM sobre as anomalias de precipitação do sudeste da América Sul, entretanto, os autores não consideram os impactos das mudanças de gelo marinho

Antártico.

Referências Bibliográficas

- Bagrientsev, N., Gordon, A., & Huber, B. 1989. Weddell Gyre: Temperature maximum stratum. *J. Geophys. Res.*, 94, 8,331–8,334.
- Baines, P. & Condie, S. 1998. *Observations and modeling of Antarctic downslope flows: a Review*. AGU Geophys. Monogr., Washington, D. C.
- Beckmann, A. & Timmermann, R. 2001. Circumpolar Influences on the Weddell Sea: Indication of an Antarctic Circumpolar Coastal Wave. *J. Clim.*, 14(17), 3,785–3,792.
- Beckmann, A., Hellmer, H., & Timmermann, R. 1999. A Numerical model of the Weddell Sea: Large-scale circulation and water mass distribution. *J. Geophys. Res.*, 204(C10), 23,375–23,391.
- Belkin, I. M., Levitus, S., Antonov, J., & Malmberg, S. A. 1998. "Great Salinity Anomalies" in the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 41(1), 1–68.
- Bitz, C., Holland, M., Eby, M., & Weaver, A. 2001. Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, 106, 2441–2463.
- Bjerknes, J. 1964. Atlantic air-sea interaction. *Adv. Geophys.*, 10, 1–82.
- Boebel, O., Davis, R., Ollitaut, M., Peterson, R., Richard, P., Schmid, C., & Zenk, W. 1999. The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic. *GRL*, 26(21), 3329–3332.
- Boville, B. & Gent, P. 1998. The NCAR Climate System Model, Version One. *JC*, 11, 1115–1130.

- Boville, B., Rasch, P., Hack, J., & McCaa, J. 2006. Representation of clouds and precipitation process in the Community Atmosphere Model (CCSM3). *JC*, 19(11).
- Bretherton, C. S., Smith, C., & Wallace, J. M. 1992. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J. Clim.*, 5, 541–560.
- Briegleb, B., Blitz, C., Lipscomb, W., Holland, M., Schramm, J., & Moritz, R. 2005. Scientific Description of the sea ice component in the Community Climate System Model, Version three. NCAR Technical Note, 463, 78 pp.
- Burnett, A. W. & McNicoll, A. R. 2000. Interannual Variations in the Southern Hemisphere Winter Circumpolar Vortex: Relationships with the Semiannual Oscillation. *J. Clim.*, 13, 991–999.
- Cai, W., Whetton, P. H., & Karoly, D. J. 2003. The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO₂. *J. Clim.*, 16, 1525–1538.
- Campos, E. J. D., Lentini, C. D., Miller, J. L., & Piola, A. R. 1999. Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2061–2064.
- Campos, E. J. D., Buslacchi, A., Garzoli, S., Lutjeharms, J., Matano, R., Nobre, P., Olson, D., Piola, A., Tanajura, C., & I., W. 2001. *Observing the Oceans in the 21st Century*, chapter Important aspects of the South Atlantic to the understanding of the global climate - chap.5.2, pages 453 – 472. Chester J. Koblinsky and Neville R. Smith, Melbourne, AU.
- Carleton, A. M. 1981. Monthly variability of satellite derived cyclonic activity for the Southern Hemisphere winter. *J. Clim.*, 1, 21–38.
- Carleton, A. M. 1989. Antarctic sea-ice relationships with indices of the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere. *J. Clim.*, 3, 207–220.
- Carmack, E. 1990. *Polar Oceanography Part A: Physical Science*, chapter Large-scale Physical Oceanography of Polar Oceans, pages 171–222. Academic Press Inc.

- Carmack, E. & Foster, T. 1975. On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 22, 711–724.
- Carril, A. & Navarra, A. 2001. Low-frequency variability of the Antarctic Circumpolar Wave. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4623–4626.
- Carton, J. & Giese, B. 2007. A Reanalysis of Ocean Climate using SODA. *Mon. Weather Rev.*, submitted.
- Carton, J., Chepurin, G., Cao, X., & Giese, B. 2000a. A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the global upper Ocean 1950-95. part 1: Methodology. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 294–309.
- Carton, J., Chepurin, G., Cao, X., & Giese, B. 2000b. A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the global upper Ocean 1950-95. part 2: Results. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 311–326.
- Carvalho, L. M. V., Jones, C., & Ambrizzi, T. 2005. Opposite Phase of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. *J. Clim.*, 18, 702–718.
- Castro, B. M., Lorenzzetti, J. A., Silveira, I. C. A., & Miranda, L. B. 2006. *O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil*, chapter Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS), pages 11–120. EDUSP, São Paulo.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Witter, D. L., & Richman, J. G. 1990. GEOSAT Altimeter Observations of the Surface Circulation of the Southern Oceans. *J. Geophys. Res.*, 95, 17877–17903.
- Ciotti, C. M., Odebrecht, C., Fillmann, G., & Jr., O. O. M. 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass in the southern Brazilian continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 15(14), 1737–1756.
- Cirano, M., Mata, M. M., Campos, E. J. D., & Deiró, N. F. R. 2006. A Circulação Oceânica de Larga-Escala na Região Oeste do Atlântico Sul com base no modelo de Circulação Global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(2), 209–230.

- Collins, W., Rasch, P., Eaton, B., Fillmore, D., Kiehl, J., Beck, C., & Zender, C. 2002. Simulation of aerosol distributions and radiative forcing for INDOEX: Regional climate impacts. *J. Geophys. Res.*, 107, 8028.
- Collins, W., Rasch, P., Boville, B., Hack, J., McCaa, J., Williamson, D., Kiehl, J., Briegleb, B., Bitz, C., Lin, S., Zhang, M., & Dai, Y. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3). NCAR Technical Note, 464, 226 pp.
- Collins, W., Bitz, C., Blackmon, M., Bonan, G., Bretherton, C., Carton, J., Chang, P., Doney, S., Hack, J., Henderson, T., Kiehl, J., Large, W., McKenna, D., Santer, B., & Smith, R. 2006. The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). *J. Clim.*, 19(11), 2122–2143.
- Comiso, J. & Gordon, A. 1998. Interannual variability in summer sea-ice minimum, coastal polynyas and bottom water formation in the Weddell Sea in Antarctic sea-ice: physical process, interactions and variability. *Antarctic Res. Ser.*, 74, 293–315.
- Conkright, M., Stephens, C., Boyer, T., Antonov, J., Locarnini, R., & O'Brien, T. 2002. World ocean atlas 2001 introduction S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS. NOAA Atlas NESDIS, 1(42), 167.
- Craig, A., Jacob, R., Kauffaman, B., Bettge, T., Larson, J., Ong, E., Ding, C., & He, Y. 2005. Cp16 The new extensible high-performance parallel coupler for the Community Climate System Model. *Int. J. High Perform. C.*, 19(3), 309–328.
- Deacon, G. 1933. A General Account of the Hydrology of the South Atlantic Ocean. *Discovery Report*, 7, 171–238.
- Deacon, G. 1982. Physical and biological zonation in the Southern Ocean. *Deep Sea Res.*, 29, 01–15.
- Dickinson, R., Oleson, K., Bonan, G., Hoffman, F., Vertenstein, M., Yang, Z.-L., & Zeng, X. 2006. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. *J. Clim.*, 19(11), 2302–2324.

- Dickson, R. R., Meincke, J., Malmberg, S. A., & Lee, A. J. 1988. The “Great Salinity Anomaly” in the norther North Atlantic 1968-1982. *Prog. Oceanogr.*, 20, 103–151.
- Drake, J., Jones, P., & Carr, G. 2005. Overview of the software design of the CCSM. *Int. J. High Perform. C.*, 19(3), 177–186.
- Emery, W. & Thomson, R. 1997. *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon Press, Elsevier Science, Oxford, 634p.
- Emilsson, I. 1961. The Shelf and Coastal waters off Southern Brazil. *Bol. Inst. Oceanogr. Sao Paulo*, 11(2), 44–54.
- Fahrbach, E. & Beckmann, A. 2001. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, chapter Weddell Sea Circulation, pages 3,201–3,209. Academic Press, London.
- Fahrbach, E., Rohard, G., Schroder, M., & Strass, V. 1994. Transport and structure of the Weddell Gyre. *Ann. Geophysics*, 12(9), 840–855.
- Fahrbach, E., Rohard, G., Scheele, N., Schroder, M., Strass, V., & Wisotzki, A. 1995. Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *J. Mar. Res.*, 53, 515–538.
- Fahrbach, E., Harms, S., Rohard, G., Schroder, M., & Woodgate, R. 2001. Flow of the bottom water in the northwest Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, 106, 2,761–2,778.
- Fahrbach, E., Hoppema, M., Rohard, G., Schroder, M., & Wisotzki, A. 2004. Decadal-scale variations of the water mass properties in the deep Weddell Sea. *Ocean Dynamics*, 54, 77–91.
- Foldvik, A., Gammelsrod, T., & Torresen, T. 1985. Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. *Oceanology of the Antartic Continental Shelf. Antarctic Res. Ser.*, 43, 5–20.
- Foster, T., Foldvik, A., & Middleton, J. 1988. Mixing and Bottom Water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 34, 1,771–1,794.

- Garcia, C. A. E., Sarma, Y. V. B., Mata, M. M., & Garcia, V. M. T. 2004. Chlorophyll variability and eddies in the Brazil-Malvinas Confluence region. *Deep Sea Res. II*, 51, 159–172.
- Garzoli, S. 1993. Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence. *Deep Sea Res.*, 40(7), 1379–1403.
- Garzoli, S. & Giulini, C. 1994. What forces the variability of the Southwestern Atlantic boundary currents. *Deep Sea Res.*, 41, 1527–1550.
- Gent, P., Bryan, F., Danabasoglu, G., Lindsay, K., Tsumune, D., Hecht, M., & Doney, S. 2006. Ocean Chlorofluorocarbon and Heat Uptake During the 20th Century in the CCSM3. *J. Clim.*, 19(11), 2366–2381.
- Georgi, D. 1981. Circulation of bottom waters in the southwestern South Atlantic. *Deep Sea Res.*, 28A, 959–979.
- Gong, D. Y. & Wang, S. W. 1999. Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophys. Res. Lett.*, 26(4), 459 – 462.
- Gordon, A. 1981. South Atlantic Thermocline ventilation. *Deep Sea Research-Part A*, 28, 1239–1264.
- Gordon, A. 1989. Brazil-Malvinas Confluence. *Deep Sea Res.*, 36, 359–384.
- Gordon, A. 1998. Western Weddell Sea thermohaline stratification. Interactions at the Antarctic Continental Margins, Antarctic Research Series 75(Amer. Geophys. Union), 215–240.
- Gordon, A. & Greengrove, C. 1986. Geostrophic circulation of the Brazil–Falkland confluence. *Deep Sea Research-Part A*, 33, 573–585.
- Gordon, A. & Huber, B. 1984. Thermohaline stratification below the Southern Ocean sea ice. *J. Geophys. Res.*, 89, 641–648.
- Gouretski, V. & Danilov, A. 1993. Weddell Gyre: structure of the eastern boundary. *Deep Sea Res.*, 40, 561–582.

- Grosfeld, K., Gerdes, R., & Determann, J. 1997. Thermohaline circulation and interaction between ice shelf cavities and the adjacent open ocean. *J. Geophys. Res.*, 102(15), 15,595–15,610.
- Grotzner, M., A.; Latif & Barnett, T. 1998. A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Clim.*, 11, 831–847.
- Haarsma, R. J., Campos, E. J., Hazeleger, W., Severijns, C., Piola, A. R., & Molteni, F. 2005. Dominant modes of variability in the South Atlantic: A study with a hierarchy of ocean-atmosphere models. *J. Clim.*, 18, 1719–1735.
- Hall, A. & Visbeck, M. 2002. Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the Annular Mode. *J. Clim.*, 15, 3043–3057.
- Harangozo, S. A. 1997. Atmospheric meridional circulation impacts on contrasting winter sea-ice extension two years in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Tellus, Ser. A*, 49, 388–400.
- Hellmer, H., Schodlok, M., Wenzel, M., & Schroter, J. 2005. On the Influence of adequate Weddell Sea characteristics in a large-scale global ocean circulation model. *Ocean Dynamics*, 55, 88–99.
- Holland, M. M., Bitz, C. M., Eby, M., & Weaver, A. J. 2001. The role of ice-ocean interactions in the variability of the North Atlantic thermohaline circulation. *J. Clim.*, 14(5), 656–675.
- Holtslag, A. A. M. & Boville, B. A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Clim.*, 6, 1825–1842.
- Hoppema, M., Klatt, O., Roether, W., Fahrbach, E., Bulsiewicz, K., Rodehacke, C., & Rohardt, G. 2001. Prominent renewal of the Weddell Sea Deep Water from a remote source. *J. Mar. Res.*, 59, 257–279.
- Hudson, D. A. & Hewitson, B. 2001. The atmospheric response to a reduction in summer Antarctic sea ice extent. *Clim. Res.*, 16, 79–99.

- Hunke, E. & Dukowicz, J. 1997. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. Los Alamos National Laboratory Technical Report, 03, 2219.
- Hunke, E. & Dukowicz, J. 2003. The sea-ice momentum equation in the free drift regime. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1849–1867.
- Hurrell, J. W. & van Loon, H. 1994. A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. *Tellus*, 46A, 325–338.
- Jacobs, G. A. & Mitchell, J. L. 1996. Ocean circulation variations associated with the Antarctic Circumpolar Wave. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2947 – 2950.
- Jacobs, S. S. 1991. On the nature and significance of the Antarctic Slope Front. *Mar Chem.*, 35, 9 – 24.
- Kiehl, J. & Gent, P. 2004. The Community Climate System Model, Version Two. *JC*, 17, 3666–3682.
- Klatt, O., Roether, W., Hoppema, M., Bulsiewicz, K., Fleischmann, U., Rodehacke, C., Fahrbach, E., Weiss, R., & Bullister, J. 2002. Repetead CFC sections at the Greenwich Meridian in the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.-Oceans*, 107(12).
- Klatt, O., Fahrbach, E., Hoppema, M., & Rohardt, G. 2005. The transport of the Weddell Gyre across the Prime Meridian. *Deep Sea Res.*, 52(3-4), 513–528.
- Kottmeier, C. & Sellmann, L. 1996. Atmospheric and oceanic forcing of Weddell Sea ice montion. *J. Geophys. Res.*, 101, 20,809–20,824.
- Kushner, P. J., Held, I. M., & Delworth, T. L. 2001. Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. *J. Clim.*, 14, 2238–2249.
- Kushnir, Y. 1994. Interdecadal variations in the North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *J. Clim.*, 7, 141–157.
- Kwok, R. & Comiso, J. 2002. Southern ocean climate and sea-ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *J. Clim.*, 15, 487–501.
- Large, W. & Yeager, S. 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. NCAR Technical Note, 460.

- Lefebvre, W., Goosse, H., Timmermann, R., & Fichefet, T. 2004. Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system. *J. Geophys. Res.*, 109.
- Legeckis, R. & Gordon, A. L. 1982. Satellite Observations of the Brazil and Falkland Currents - 1975 to 1976 and 1978. *Deep Sea Res.*, 29(3A), 375–401.
- Lemke, P., Trinkl, E. W., & Hasselmann, K. 1980. Stochastic dynamic analysis of polar sea-ice variability. *J. Phys. Oceanogr.*, 97, 2100–2120.
- Lentini, C. A. D., Campos, E. J. D., & Podestá, G. P. 2000. The annual cycle of satellite derived sea surface temperature on the western South Atlantic shelf. *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48, 93–105.
- Lentini, C. A. D., Podestá, G. P., Campos, E. J. D., & Olson, D. B. 2001. Sea Surface temperatures anomalies on the western South Atlantic from 1982 to 1994. *Cont. Shelf Res.*, 21, 89–112.
- Levitus, S., Antonov, J., & Boyer, T. P. 1994. Interannual variability of temperature at a depth of 125 meters in the North Atlantic Ocean. *Science*, 266, 96–99.
- Lipscomb, W. 2001. Remapping the thickness distribution in sea ice models. *J. Geophys. Res.*, 106, 13989–14000.
- Liu, J., Curry, J. A., & Martinson, D. 2004. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2003GL018732.
- Locarnini, R., Whitworth, T., & Nowlin, W. 1993. The Importance of The Scotia Sea on the outflow of Weddell Sea Deep Water. *J. Mar. Res.*, 51, 135–153.
- Maamaatuaiahutapu, K., Garçon, V., Provost, C., Boulahdid, M., & Osiroff, A. 1992. Brazil-Malvinas Confluence: Water mass composition. *J. Geophys. Res.*, 97(C6), 9493–9505.
- Mantyla, A. & Reid, J. 1983. Abyssal characteristics of the World Ocean Waters. *Deep Sea Research-Part A*, 30(8), 805–833.
- Markus, T., Kottmeier, C., & Fahrbach, E. 1998. Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity in Antarctic sea-ice: physical process, interactions and variability. *Antarctic Res. Ser.*, 74, 273–292.

- Marshall, G. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalysis. *J. Clim.*, 16, 4134–4143.
- Martinson, D. & Iannuzzi, R. 1998. Antarctic ocean-ice interaction: implications from ocean bulk property distributions in the Weddell Sea in Antarctic sea-ice: physical process, interactions and variability. *Antarctic Res. Ser.*, 74, 243–271.
- Martinson, D. & Iannuzzi, R. 2003. Spacial/temporal patterns in Weddell gyre characteristics and their relationship to global climate. *J. Geophys. Res.*, 108(C4), 8083–8103.
- Matano, R. P. 1993. On the separation of the Brazil Current from the coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 79–90.
- McDonagh, E. & King, B. 2005. Oceanic Fluxes in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 109–122.
- Menéndez, C. G. & Carril, A. F. 2005. SAM-related variations in the Antarctic Peninsula from IPCC AR4 models. *Clivar Exchanges*, 10(4), 7–9.
- Meredith, M., Locarnini, R., van Scoy, K., Watson, A., Heywood, K., & King, B. 2000. On the sources of Weddell Gyre Antarctic Bottom Water. *J. Geophys. Res.*, 105(8), 1,093–1,104.
- Meredith, M., Watson, A., van Scoy, K., & Haine, T. 2001. Chlorofluorocarbon-derived formation rates on the deep and bottom waters of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, 106, 2,899–2,919.
- Miranda, L. 1985. Forma de correlação T-S de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé e a Ilha de São Sebastião. *Bol. Inst. Oceanogr. Sao Paulo*, 33(2), 105–119.
- Mo, K. C. 2000. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, 13, 3599–3610.
- Muench, R. & Gordon, A. 1995. Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18,503–18,515.

- Müller, T., Ikeda, Y., Zangenberg, N., & Nonato, L. 1998. Direct Measurements of the Western Boundary Currents between 20°S and 28°S. *J. Geophys. Res.*, 103(C3), 5,429–5,437.
- North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F., & Moeng, F. M. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function. *Mon. Weather Rev.*, 110, 699–706.
- Nowlin, W. & Zenk, W. 1988. Westward bottom currents along the margin of the South Shetland Island Arc. *Deep Sea Res.*, 35, 269–301.
- Ohlmann, J. 2004. Ocean radiant heating in climate models. *J. Clim.*, 16, 1337–1351.
- Oleson, K., Dai, Y., Bonan, G., Dickinson, R., Dirmeyer, P., Hoffman, F., Houser, P., Levis, S., Niu, G.-Y., Thornton, P., Vertenstein, M., Yang, Z.-L., & Zeng, X. 2004. Technical Description of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note, 461, 174 pp.
- Olson, D., Podesta, G., Evans, R., & Brown, O. 1988. Temporal Variations in the separations of Brazil and Malvinas Currents. *Deep Sea Res.*, 35, 1971–1990.
- Orsi, A., Nowlin, W., & Whitworth, T. 1993. On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep Sea Res.*, 40, 169–203.
- Orsi, A., Whitworth, T., & Nowlin, W. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Res.*, 42, 641–673.
- Orsi, A., Johnson, G., & Bullister, J. 1999. Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanogr.*, 43, 55–109.
- Parker, D., Jones, P., Folland, C., & Bevan, A. 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 99, 14373–14399.
- Parkinson, C. L. 1992. Interannual variability of monthly southern ocean sea-ice distributions. *J. Geophys. Res.*, 97, 5349–5363.
- Parkinson, C. L. 2004. Southern Ocean sea ice and its wider linkages: insights revealed from model and observations. *Antarctic Science*, 16(4), 387–400.

- Pereira, A. F. 2002. *Numerical investigation of tidal processes and phenomena in the Weddell Sea, Antarctica*. Ph.D. thesis, Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, Bremerhaven, Alemanha. 133pp.
- Pereira, J., Wainer, I., Campos, E. J. D., & Haarsma, R. 2004. Variabilidade Climática do Oceano Austral usando um Modelo Acoplado do NCAR. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19(2), 113–122.
- Pereira, J., Wainer, I., & Mata, M. 2005. Evaluation of the Weddell Sea Time Mean Circulation and Thermohaline Structure using the Ocean Component of the NCAR CCSM3-Coupled Climate Model: Preliminary Results. *Clivar Exchanges*, 10(4), 46–48.
- Peterson, R. G. 1992. The boundary currents in the western Argentine Basin. *Deep Sea Res.*, 39, 623–644.
- Peterson, R. G. & Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26, 1–73.
- Pezzi, L. P., Souza, R. B., Dourado, M. S., Garcia, C. A. E., Mata, M. M., & Silva-Dias, M. A. F. 2005. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL023866.
- Piola, A. & Matano, R. 2001. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, chapter Brazil and Falklands (Malvinas) Currents, pages 340–349. Academic Press, London.
- Piola, A. R., Campos, E. J. D., Möller-Jr, O. O., Charo, M. C., & Martinez, C. 2000. Subtropical Shelf Front off eastern South America. *J. Geophys. Res.*, 105, 6565–6578.
- Podestá, G. P., Brown, O. B., & Evans, R. H. 1991. The annual cycle of satellite-derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 4, 457–467.
- Preisendorfer, R. W. 1988. *Principal component analyses in meteorology and oceanography*. Elsevier, New York. 425p.

- Provost, C., Garcia, O., & Garçon, V. 1992. Analysis of sea surface temperature time series in the Brazil-Malvinas currents confluence region: dominance of annual and semiannual periods. *J. Geophys. Res.*, 97, 17841–17858.
- Provost, C., Gana, S., Garçon, V., Maamaatuaiahutapu, K., & England, M. 1995. Hydrographic conditions in the Brazil-Malvinas Confluence during Austral Summer 1990. *J. Geophys. Res.*, 100, 10655–10678.
- Raphael, M. 1999. Interaction between the largescale, Southern Hemisphere, Extratropical circulation and Antarctic sea-ice concentration and extent. Grant Proposal funded by the NSF, 9908008, 21.
- Raphael, M. 2001. Response of the large scale Southern Hemisphere extratropical atmospheric circulation to extremes of sea-ice concentration in a general circulation model. *Polar Geography*, 25, 218–238.
- Raphael, M. 2003. Impact of observed sea-ice concentration on the Southern Hemisphere extratropical atmosphere circulation in summer. *J. Geophys. Res.*, 108, 1–11.
- Rauthe, M., Hense, A., & Paeth, H. 2004. A model intercomparison study of climate change signals in extratropical circulation. *Int. J. Climatol.*, 24, 643–662.
- Reid, J. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Prog. Oceanogr.*, 23, 149–244.
- Renfrew, I., Speer, K., Rintoul, S., Thompson, D., & Sparrow, M. 2005. The Modes of the Southern Hemisphere Climate Variability workshop. *Clivar Exchanges*, 10, 2–4.
- Robertson, R., Visbeck, M., Gordon, A., & Fahrbach, E. 2002. Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 49, 4,791–4,806.
- SACC. 1996. South Atlantic Climate Change. Technical report, NOAA/AOML/PhOD.

- Saraceno, M., Provost, C., Brava, J., & Gagliardini, A. 2004. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.*, 109(C5), 1–14.
- Satyamurty, P., Nobre, C. A., & Dias, P. L. S. 1998. South America. In *Meteorology of the Southern Hemisphere*, volume 27:49, chapter 3C, pages 119–140. Meteorological Monographs, Boston, USA.
- Saunders, P. & King, B. 1995a. Bottom Currents Derived from a Shipborne ADCP on WOCE Cruise A11 in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 329–347.
- Saunders, P. & King, B. 1995b. Ocean Fluxes on the WOCE A11 Section. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1942–1958.
- Schodlok, M., Hellmer, H., & Beckmann, A. 2002. On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge. *Deep Sea Res.*, 49, 4,807–4,825.
- Schroder, M. & Fahrbach, E. 1999. On the structure and the transport of the eastern Weddell Gyre. *Deep Sea Research-Part A*, 46, 501–527.
- Shin, S., Z.Liu, Otto-Bliesner, B., Brady, E. C., Kutzbach, J. E., & Harrison, S. P. 2003. A Simulation of the last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM. *Clim. Dyn.*, 20, 127–151.
- Silveira, I., Schmidt, A., Campos, E., Godoi, S., & Ikeda, Y. 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48(3), 171–183.
- Silvestre, G. E. & Vera, C. S. 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2115–2118.
- Simmonds, I. & Jacka, T. H. 1995. Relationship between the interannual variability of Antarctic sea ice and the Southern Oscillation. *J. Clim.*, 8, 337–647.
- Simmonds, I. & King, J. C. 2004. Global and hemispheric climate variations affecting the Southern Ocean. *Antarctic Science*, 16(4), 401–413.

- Smith, L., Chassignet, E., & Olson, D. 1994. Wind-force variations in the Brazil-Malvinas Confluence Region as simulated in a course resolution numerical model of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 99, 5095–5117.
- Smith, R. & Gent, P. 2002. Reference manual for the Parallel Ocean Program (POP): Ocean component of the Community Climate System Model (CCSM2.0 and CCSM3.0). Los Alamos National Laboratory Technical Report, 02(2484).
- Souza, R. B. 2000. *Satellite and Lagrangian observations of mesoscale surface process in the Southwestern Atlântic Ocean*. Ph.D. thesis, University of Southampton, Southampton-UK. 239pp.
- Souza, R. B., Cromwell, D., Lentini, C. A. D., & Campos, E. J. D. 2007. Interannual variability of the sea surface temperature anomaly fields in the Southwestern Atlantic Ocean based on a 20-year satellite time series. *Remote Sensing of Environment*, submetido, 1–45.
- Sterl, A. & Hazeleger, W. 2003. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic ocean. *Clim. Dyn.*, 21, 559–571.
- Stramma, L. 2001. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, chapter Current systems in the Atlantic ocean, pages 589–598. Academic Press, London.
- Stramma, L. & England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20863–20883.
- Stramma, L. & Peterson, R. G. 1990. The South Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 846–859.
- Suga, T. & Talley, L. 1995. Antarctic Intermediate Water Circulation in the Tropical e Subtropical Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 100(C7), 134,441–134,453.
- Sverdrup, H., Jonhson, M., & Fleming, R. 1942. *The Oceans: Their Physics, Chemistry and general Biology*, page 1087pp. Prentice-Hall, N.Y.
- Taschetto, A. S., Wainer, I., & Raphael, M. 2007. Interannual variability associated with Semiannual Oscillation in southern high latitudes. *J. Geophys. Res.*, 112, D02106–doi:10.1029/2000.

- Thompson, D. & Wallace, J. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, 13, 1000–1016.
- Timmermann, R., Hellmer, H., & Beckmann, A. 2002. Simulation of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea. Part II: Interannual variability 1985-1993. *J. Geophys. Res.*, 107(C3), 10.1029.
- Toggweiler, J. R. & Samuels, B. 1995. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. *Deep Sea Res.*, 42(4), 477 – 500.
- Tourre, Y., Decque, M., & Royer, J. F. 1999a. Atmospheric response of the general circulation model forced by sea surface temperature distribution analogous to the winter of 1982-1983 El Nino. *Coupled Ocean-Atmosphere Models* J.C.J.Nihoul, Elsevier Publishers, 479–490.
- Tourre, Y., Rajagopalan, B., & Kushnir. 1999b. Dominant Patterns of climate Variability in the Atlantic Ocean during the last 136 years. *J. Clim.*, 12, 2285–2299.
- van Loon, H. 1967. The half-yearly oscillation in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. Atmos. Sci.*, 24, 427–486.
- Venegas, S. & Drinkwater, M. 2001. Sea ice, atmosphere and upper ocean variability in the Weddell Sea, Antarctic. *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 16,747–16,766.
- Venegas, S. A., Mysak, L. A., & Straub, D. N. 1997. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. *J. Clim.*, 10(11), 2904–2920.
- Venegas, S. A., Mysak, L. A., & Straub, D. N. 1998. An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins. *J. Geophys. Res.*, 103(C11), 24723–24736.
- Vivier, F. & Provost, C. 1999a. Direct velocity measurements in the Malvinas Current. *J. Geophys. Res.*, 104, 21,083–21,103.
- Vivier, F. & Provost, C. 1999b. Volume transport of the Malvinas Current. Can the flow be monitored by TOPEX/Poseidon? *J. Geophys. Res.*, 104, 21,105–21,122.

- von Gyldenfeldt, A., Fahrbach, E., Garcia, M., & Schroder, M. 2002. Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. *Deep Sea Res.*, 49, 4743–4766.
- Wainer, I. & Venegas, S. A. 2002. South Atlantic multidecadal variability in the Climate System Model. *J. Clim.*, 15, 1408–1420.
- Wainer, I., Gent, P. R., & Goni, G. 2000. The annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the NCAR Climate System Model. *J. Geophys. Res.*, 105, 26176–26178.
- Wainer, I., Taschetto, A. S., Otto-Bliesner, B., & Brady, E. 2004. A numerical study of the impact of greenhouse gases on the South Atlantic Ocean climatology. *Clim. Change*, 66, 163–189.
- Walsh, J. E. 1983. The role of sea-ice in climatic variability: Theories and evidence. *Atmos.-Ocean*, 21, 229–242.
- Weatherly, G. 1993. On Deep-current and hydrographic observations from a Mudwave region and elsewhere in the Argentine Basin. *Deep Sea Res. II*, 40, 939–961.
- Wehner, M. F. 1998. Determination of the Sampling Size of AGCM Ensemble Simulationstions. PCMDI – Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison 47, University of California, USA. 24pp.
- Wendler, G. & Nagashima, Y. 1987. Inter-relations between the Arctic sea-ice and the general circulation of the atmosphere. *J. Glaciol.*, 9, 173–176.
- Weppernig, R., Schlosser, P., Khatiwala, S., & Fairbanks, R. 1996. Isotope data from Ice Station Weddell: implications for deep water formation in the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, 101, 25,723–25,739.
- White, W. 2002. Comments on Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode. *J. Clim.*, 17(11), 2249–2254.
- White, W. & Peterson, R. 1996. An Antarctic Circumpolar Wave in surface pressure, wind, temperature and sea ice extent. *Nature*, 380, 699–702.

- White, W. B. 2000. Influence of the Antarctic Circumpolar Wave on Australian precipitation from 1958 to 1997. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 13, 2125 – 2141.
- White, W. B. & Cayan, D. R. 2000. A global ENSO wave in surface temperature and pressure and its interdecadal modulation from 1900 to 1996. *J. Geophys. Res.*, 105, 11.223 – 11.242.
- White, W. B., Chen, S. C., & Peterson, R. 1998. The Antarctic Circumpolar Wave: a beta-effect in ocean-atmosphere coupling over the Southern Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 2345–2361.
- Wüst, G. 1935. Die Stratosphäre. Deutschen Atlantischen Exped. Meteor 1925-1927. *Wiss. Erg.*, Bd. 6, 1 Teil,, 2. Lief, 288 pp.
- Yuan, X. 2005. Southern Hemisphere Climate Modes and the Relationship with Antarctic Sea Ice. *Clivar Exchanges*, 10(4), 1697–1717.
- Yuan, X. & Martinson, D. G. 2000. Antarctic sea-ice extent variability and its global connections. *J. Clim.*, 13, 1697–1717.
- Zavialov, P., Wainer, I., & Absy, J. 1999. Interdecadal, interannual and seasonal variability off Southern Brazil and Uruguay as revealed from historical data since 1854. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 21021–21032.
- Zemba, J. 1991. *The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South*. Ph.D. thesis, Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts-USA. 160pp.
- Zeng, L. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Report, page 174 pp.
- Zhang, Y., Wallace, J. M., & Battisti, D. S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Clim.*, 10, 1004–1020.
- Zwally, H. J., Comiso, J. C., Parkinson, W. J., C. L.; Campbell, Carsey, F., & Gloersen, P. 1983. Antarctic Sea Ice, 1973-1976: satellite Passive-Microwave Observations. National Aeronautics and Space Administration, pages 206–212.