

INFLUÊNCIA DO TRANSPORTE NO ESTREITO DE DRAKE SOBRE A  
CIRCULAÇÃO NO OCEANO ATLÂNTICO SUL

Rogério Neder Candella

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS  
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE  
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS  
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA  
OCEÂNICA.

Aprovada por:

---

Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.

---

Prof. Edmo José Dias Campos, Ph.D.

---

Prof. Wilton Zumpichiatti Arruda, Ph.D.

---

Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, Ph.D.

---

Prof. Carlos Eduardo Parente Ribeiro, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL  
ABRIL DE 2007

CANDELLA, ROGÉRIO NEDER

Influência do Transporte no  
Estreito de Drake sobre a Circulação  
no Oceano Atlântico Sul [Rio de  
Janeiro] 2007

XIV, 117 p., 29,7 cm  
(COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia  
Oceânica, 2007)

Tese - Universidade Federal do  
Rio de Janeiro, COPPE

1. Modelagem Oceânica, 2. Atlântico  
Sul, 3. Estreito de Drake, 4. ACAS.

I. COPPE/UFRJ II. Título ( série )

Aos que já desembarcaram,  
meus pais Olavo, Lilia Marilde e Waldir,  
e aos que continuam a viagem,  
Elza e Mariana.

O mundo não está interessado nas tempestades que encontraste.  
Quer saber se trouxeste o navio.

William MacFee (Contos de Hoffman)

## Agradecimentos

Ao meu orientador e chapa desde os tempos do time de vôlei da graduação, Afonso de Moraes Paiva, pelo incentivo e por toda a ajuda.

Ao Audalio Torres Jr e ao Luiz Paulo Assad, pelo fundamental auxílio com o MOM, pelas discussões elucidativas e pelas ótimas *happy hours* pós-discussões.

Ao Instituto de Estudos do Mar Alte Paulo Moreira (IEAPM), por me permitir realizar o curso e desenvolver este trabalho e, em especial, à *chefe* Eliane Rodriguez, por ter ainda mais compreensão durante esse período.

Ao Inter American Institute for Global Change Research (IAI), pela bolsa de estudos na fase inicial do curso.

Ao Flávio da Costa Fernandes, pela ajuda na aquisição de material imprescindível na hora necessária.

Ao Maurício Fragoso e ao Ricardo de Camargo, pelas tentativas com o modelo anterior.

À Marize e à Glace, mais que secretárias, anjos da guarda, por todo o suporte, incluindo as lembranças da hora da matrícula.

Aos amigos do LAMMA e da Prooceano, pela sempre calorosa e amigável acolhida nas horas necessárias.

Aos meus 2 pais e à minha mãe, por tudo que fizeram.

Às minhas meninas, mais que um agradecimento, minha paixão para sempre.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

## INFLUÊNCIA DO TRANSPORTE NO ESTREITO DE DRAKE SOBRE A CIRCULAÇÃO NO OCEANO ATLÂNTICO SUL

Rogério Neder Candella

Abril/2007

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Programa: Engenharia Oceânica

Um modelo oceânico (MOM 4.0) em escala global em baixa resolução (1 grau) foi utilizado para avaliar a influência das variações de transporte de volume no Estreito de Drake na circulação do oceano Atlântico Sul, com ênfase na região subtropical. A utilização de dados provenientes do experimento ODASI como condição inicial permitiu um considerável ganho de tempo computacional na fase de aquecimento do modelo. A estabilidade dos resultados permitiu a representação de condições climatológicas em apenas 6 anos de integração, com a reprodução das principais características da circulação, notadamente no Atlântico Sul.

A variação positiva no transporte foi obtida pela introdução de anomalia de vento no oceano Pacífico, entre as latitudes 50 e 80°S, com forma gaussiana no espaço e no tempo, pelo período de 3 anos, sendo o segundo tomado para comparação com as condições médias do modelo. O reflexo dessa intensificação foi um incremento de transporte de volume de cerca de 7 Sv concentrado na Frente Polar, onde, segundo análise dos dados do experimento D4\_1860-2000-AllForc\_H5, do GFDL, está concentrada a maior fonte de variabilidade de transporte no ED.

Os resultados indicaram que características do Atlântico Sul foram afetadas, principalmente o posicionamento da confluência subtropical, em cerca de 0,5 grau de latitude, e a temperatura. O incremento do volume água no intervalo entre 4 e 9°C, levou, como consequência, a aumento da ordem de 1,69 % no volume da Água Central do Atlântico Sul e a uma sensível variação no transporte de calor na região de estudo.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

## DRAKE STRAIT TRANSPORT INFLUENCE ON THE SOUTH ATLANTIC CIRCULATION

Rogério Neder Candella

April/2007

Advisor: Afonso de Moraes Paiva

Department: Oceanic Engineering

A global 1 degree horizontal resolution oceanic model (MOM 4.0) was used to investigate the influence of anomalous volume transport through the Drake Passage on the South Atlantic Ocean circulation, with emphasis on the subtropical region. The model was initialized with results from ODASI experiment, allowing for considerable time saving on the spin-up cycle. In this way, after 6 integration all model variations were stable enough to be considered as a climate condition, with the major South Atlantic ocean features been well represented.

The positive transport variation was obtained through the implementation of a 3-years wind stress anomaly over the Pacific Ocean, between 50 and 80°S, with a gaussian form in space and time, and the second year taken to be compared with the model climatological conditions. The resulting transport increment of approximately 7 Sv was concentrated in the Polar Front, were most of the ACC transport variability is concentrated according to analysis of results from a global couples simulation implemented by GFDL.

The results showed that some important characteristics of the South Atlantic Ocean were affected, mainly the position of the subtropical confluence, about 0.5 degrees to north, and temperature. The increase of water volume in the temperature range from 4 to 9°C was reflected in an increment of the SACW volume (1.69 %), but in a significant change in the heat transports through the region.

## Índice

1 - Introdução .....	1
2 - Caracterização da Área de Estudo .....	4
2.1 - Circulação Superficial de Grande Escala no Atlântico Sul .....	4
2.1.1 - Corrente do Brasil .....	5
2.1.2 - Corrente Circumpolar Antártica.....	6
2.2 - Água Central do Atlântico Sul.....	8
2.3 - Confluência Brasil-Malvinas .....	10
3 - Variação do Transporte da CCA no Estreito de Drake .....	11
4 - Modelo numérico .....	17
4.1 - Condições Iniciais e de Contorno.....	21
4.2 - Configuração do modelo .....	28
4.3 - Geração da anomalia .....	34
5 - Resultados e discussão.....	36
5.1 - Climatologia do modelo .....	36
5.1.1 - Circulação de Grande Escala .....	36
5.1.2 - Bifurcação do Giro Subtropical .....	39
5.1.3 - Perfis Zonais de Correntes e Temperatura .....	40
5.1.4 - Corrente Circumpolar Antártica e sua Variabilidade Espaço-Temporal ...	44
5.1.5 - A Camada de Mistura Superior do Oceano .....	52
5.1.7 - A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) .....	54
5.1.8 - Fluxo Advectivo de Temperatura e Fluxo de Calor.....	56
5.1.9 - Confluência Brasil-Malvinas .....	60
5.1.10 - Diagramas TS .....	65
5.2 - Experimento com anomalia no transporte da CCA .....	69
5.2.1 - Anomalias no ED.....	69
5.2.2 - Anomalias no Fluxo Advectivo de Temperatura e Transporte de Calor ...	80
5.2.3 - Confluência Brasil-Malvinas .....	85
5.2.4 - Anomalias na ACAS .....	98
5.2.5 - Anomalias na Profundidade de Camada de Mistura.....	101
5.2.6 - Anomalias no Diagrama TS.....	105
6 - Conclusões e Recomendações .....	107
Referências.....	111



## Índice de Figuras

Figura 2.1.1 - Circulação superficial do Atlântico, segundo Tomczak e Godfrey (2003).	5
Figura 2.2.1 - Isolinhas de vorticidade potencial planetária constante no sudoeste do Oceano Atlântico. Adaptado de Matano (1993).	7
Figura 2.2.2 - Trajetória de uma parcela (linha cheia) ao longo do tempo, indo de média (lado esquerdo) para baixa latitude (lado direito). A linha tracejada indica o posicionamento da camada de mistura. Pode-se perceber que, a partir do 4º ano, aproximadamente, a parcela passa a não sofrer mais influência da camada de mistura. Adaptado de Williams et al, 1995).	9
Figura 3.1 - Transporte mensal no Estreito de Drake, segundo os resultados do experimento CM2.1_H5. A linha pontilhada indica o resultado de uma filtragem passa-baixa com período de corte de 2 anos e a reta mais espessa, a média para o período.	12
Figura 3.2 - Wavelet e espectro bidimensional de potência para o período de 1951 a 2000, evidenciando que, embora as oscilações principais sejam as referentes a 12 e 6 meses, há energia contida em variações com períodos mais longos. A linha cheia no gráfico à esquerda e a tracejada naquele à direita indicam o intervalo de confiança de 95 %.	13
Figura 3.3 - Transporte (a) e anomalia (b) para os meses de janeiro (linha cheia) e setembro (linha pontilhada) ao longo dos 50 anos de resultados utilizados.	14
Figura 3.4 - Diferença de transporte entre os meses de setembro e janeiro no Estreito de Drake, ao longo dos 50 anos de resultados utilizados.	14
Figura 3.5 - Localização e dimensões geográficas das frentes oceanográficas associadas a picos no transporte no ED.	15
Figura 3.6 - Variação mensal do transporte na Frente Subantártica (FSA, linha cheia) e na Frente Polar (FP, linha pontilhada), respectivamente, picos principal e secundário de transporte no ED.	16
Figura 3.7 - Análise espectral das séries temporais de transporte para as duas frentes no ED, destacando a maior energia associada à Frente Polar, bem como a presença de oscilações de baixa frequência (~ 44 meses) ausentes na Frente Subantártica.	16
Figura 4.1.1 - Campo global de temperatura (°C), a 5 m de profundidade, utilizado como condição inicial do modelo.	22
Figura 4.1.2 - Campo global de salinidade, a 5 m de profundidade, utilizado condição inicial do modelo.	22
Figura 4.1.3 - Campo global de correntes (m/s), a 5 m de profundidade, utilizado para condição inicial do modelo.	23
Figura 4.1.4 - Detalhe do campo inicial de correntes (m/s) a 5 m de profundidade para o Atlântico Sul.	23
Figura 4.1.5 - Componente U da tensão de arrasto do vento (N/m <sup>2</sup> ) para todo domínio de integração para o mês de setembro.	24
Figura 4.1.6 - Diferença da componente U da tensão de arrasto do vento (N/m <sup>2</sup> ), entre os meses de setembro e janeiro, para todo domínio de integração.	25
Figura 4.1.7 - Diferença da componente U da tensão de arrasto do vento (N/m <sup>2</sup> ), entre os meses de setembro e janeiro, para a bacia do oceano Atlântico Sul, sendo possível observar-se a intensificação dos ventos na primavera.	25
Figura 4.1.8 - Média global de radiação de onda curta (Wm <sup>-2</sup> ) segundo os resultados do OMIP, utilizados como forçantes dos experimentos.	26
Figura 4.1.9 - Média global de radiação de onda longa (Wm <sup>-2</sup> ) segundo os resultados do OMIP, utilizados como forçantes dos experimentos.	27
Figura 4.1.10 - Balanço médio global de radiação (Wm <sup>-2</sup> ) segundo os resultados do OMIP.	27

Figura 4.1.11 - Variação mensal do balanço de radiação ( $Wm^{-2}$ ) nos pontos de coordenadas $50^{\circ}S;030^{\circ}W$ e $50^{\circ}N;030^{\circ}W$ . As linhas retas indicam as médias respectivas.....	28
Figura 4.2.1 - Distribuição de latitudes e longitudes na grade tri-polar (a) e resolução da grade por latitude em km (b) utilizadas no modelo.....	29
Figura 4.2.2 - Distribuição de níveis por profundidade (a), com detalhe dos níveis superiores (b). .....	30
Figura 4.2.3 - Batimetria global utilizada nos experimentos, com profundidades em metros.....	31
Figura 4.2.4 - Variação da energia cinética global (acima) e no Atlântico Sul (abaixo) entre o 2º e o 6º ano de simulação. Observa-se que enquanto há tendência de crescimento no domínio global, na região do AS a energia está, em termos práticos, estabilizada.....	32
Figura 4.2.5 - Variação das diferenças entre as médias anuais globais de temperatura (a) e salinidade (b) para várias profundidades no mês de janeiro. O ponto 1 é referente a diferença entre os anos 1 e 2 e, assim, sucessivamente. ....	33
Figura 4.2.6- Variação das diferenças entre as médias anuais de temperatura (a) e salinidade (b) para várias profundidades no mês de janeiro na região da confluência subtropical. ....	34
Figura 4.3.1 - Distribuição temporal do fator de multiplicação utilizado no campo de arrasto do vento para indução da anomalia de transporte no ED. O valor máximo está sobre o Oceano Pacífico, durante o segundo ano, o que corresponde ao 8º ano de integração. ....	35
Figura 4.3.2 - Distribuição espacial da anomalia induzida no campo de arrasto do vento, para o mês de setembro do 2º ano do experimento (ano 8), notando-se a região de pico sobre o Oceano Pacífico e o truncamento sobre o Oceano Atlântico.....	36
Figura 5.1.1 - Campo de correntes para a profundidade de 50 m, no mês de janeiro no experimento climatológico, onde é possível verificar-se a presença das principais feições de grande escala no AS.....	37
Figura 5.1.2 - Campo de temperatura ( $^{\circ}C$ ) do experimento climatológico para a profundidade de 50 m, mês de janeiro, mostrando padrões compatíveis com os descritos na literatura e evidenciando a região de intensos gradientes na CBM..	38
Figura 5.1.3 - Campo de salinidade do experimento climatológico para a profundidade de 50 m, mês de janeiro, salientando, também, o intenso gradiente associado à CBM. ....	38
Figura 5.1.4a - Latitude de bifurcação do giro subtropical para o mês de setembro e profundidade de 50 m. O campo de correntes, dado pelas setas, evidencia a alternância da componente meridional nos setores ao sul e ao norte da linha.....	40
Figura 5.1.4b - Latitude de bifurcação do giro subtropical para o mês de setembro em diversas profundidades.....	40
Figura 5.1.5 - Perfil vertical de temperatura ( $^{\circ}C$ ) e componente meridional de corrente (m/s) no paralelo $23^{\circ}S$ para o mês de janeiro. A isoterma de $18^{\circ}C$ marca o limite superior da ACAS. ....	41
Figura 5.1.6 - Perfil vertical de temperatura ( $^{\circ}C$ ) e componente meridional de corrente (m/s) no paralelo $31^{\circ}S$ para o mês de janeiro.....	42
Figura 5.1.7 - Detalhe da diferença entre janeiro e setembro do perfil vertical de temperatura (em cores, $^{\circ}C$ ) e componente meridional de corrente (isolinhas, m/s) no paralelo $23^{\circ}S$ .....	43
Figura 5.1.8 - Detalhe da diferença entre janeiro e setembro do perfil vertical da componente meridional de corrente (m/s) no paralelo $31^{\circ}S$ .....	43
Figura 5.1.9a - Perfil meridional de temperatura ( $^{\circ}C$ ) no Estreito de Drake para o mês de janeiro, podendo-se destacar a inclinação das isotermas nas menores latitudes. ....	45

Figura 5.1.9b - Diferença de temperatura (°C) nos primeiros 200 m de profundidade entre janeiro e setembro para Estreito de Drake.....	45
Figura 5.1.10a - Perfil meridional de intensidade da componente zonal de corrente (m/s) no meridiano 070°W.....	46
Figura 5.1.10b - Diferença de intensidade da componente zonal de corrente (m/s) no meridiano 070°W entre janeiro e setembro. ....	47
Figura 5.1.11a - Variação mensal da intensidade de corrente (m/s) superficial no Estreito de Drake. ....	47
Figura 5.1.11b - Perfil vertical da componente zonal de corrente no ponto de coordenadas 57°S e 070°W. ....	48
Figura 5.1.12a - Comparação entre o transporte no Estreito de Drake (linha cheia, valores à esquerda do gráfico) e da CM (52°S) (linha tracejada, valores à direita do gráfico) para o experimento climatológico. ....	50
Figura 5.1.12b - Transporte normalizado pelos máximos no Estreito de Drake (linha cheia) e na CM (52°S) (linha tracejada) para o experimento climatológico. ....	50
Figura 5.1.13 - Variação mensal do transporte de Ekman para a região da CM no paralelo 52°S. ....	51
Figura 5.1.14 - Variação anual da velocidade de superfície no meridiano 20°E. As porções extremas norte e sul, com sentido oeste, são referentes à Corrente das Agulhas e à recirculação junto ao continente antártico. ....	51
Figura 5.1.15 - Profundidade da camada de mistura superior do oceano para os meses de janeiro (a) e setembro (b). ....	53
Figura 5.1.16 - Variação da profundidade da camada da mistura para os meses de janeiro, abril, julho e setembro ao longo do paralelo 35°S. ....	53
Figura 5.1.17 - Profundidade da isoterma (m) de 18°C para o mês de janeiro. ....	54
Figura 5.1.18 - Profundidade (em metros) da isoterma de 18°C para o mês de setembro. ....	54
Figura 5.1.19 - Perfil vertical de temperatura (°C) no paralelo 35°S para o mês de janeiro. ....	55
Figura 5.1.20 - Perfil vertical de temperatura (°C) no paralelo 35°S para o mês de setembro. ....	55
Figura 5.1.21 - Variação mensal do fluxo de temperatura através do Estreito de Drake (a) e do sul da África (b) e do transporte de calor no paralelo 30°S (c). As linhas pontilhadas indicam as médias para cada série. ....	57
Figura 5.1.22 - Fluxo advectivo médio de temperatura por profundidade para o Estreito de Drake (a); para o paralelo 30°S, evidenciando o giro meridional (b); e para o sul da África (c). ....	58
Figura 5.1.23 - Fluxo médio de temperatura ao longo do meridiano 20°E.....	59
Figura 5.1.24 - Perfil vertical do fluxo médio de temperatura ao longo do meridiano 20°E, segundo as diversas regiões. ....	59
Figura 5.1.25 - Direção e intensidade de corrente e posição da confluência subtropical para os meses de janeiro (em azul) e julho (em vermelho). A isóbata de 1000 m está representada em preto. ....	60
Figura 5.1.26 - Direção e intensidade de corrente e posição da confluência subtropical para os meses de janeiro (em azul) e setembro (em vermelho). A isóbata de 1000 m está representada em preto.....	61
Figura 5.1.27 - Posicionamento da isoterma de 18°C em superfície para janeiro (linha tracejada) e setembro (linha cheia). A isóbata de 1.000 m também está assinalada. As linhas laterais indicam a latitude de descolamento da CB.....	62
Figura 5.1.28 - Posicionamento da isoterma de 18°C na profundidade de 50 m para janeiro (linha tracejada) e setembro (linha cheia). A isóbata de 1.000 m também está assinalada. As linhas laterais indicam a latitude de descolamento da CB. ...	62
Figura 5.1.29 - Perfil meridional de temperatura em 50°W para o mês de setembro. ..	63
Figura 5.1.30 - Diferença de temperatura entre os meses de setembro e janeiro para os primeiros 500 m ao longo do meridiano 50°W.....	64

Figura 5.1.31 - Perfil meridional de salinidade em 50°W para o mês de setembro.....	64
Figura 5.1.32 - Diferença de salinidade entre os meses de setembro e janeiro para os primeiros 500 m ao longo do meridiano 50°W .....	65
Figura 5.1.33 - Diagramas TS para os paralelos 40, 45 e 50°S, ao longo do meridiano 50°W, para os meses de janeiro (círculos) e setembro (pontos). ....	66
Figura 5.1.34 - Diagrama TS espalhado para a região compreendida entre 40-50°S e 040-050°W, para todos os meses do ano, com as indicações dos limites de massas d'água e profundidade de ocorrência, segundo os resultados do modelo para o ano 6. ....	67
Figura 5.1.35 - Diagrama TS de algumas massas d'água do Oceano Atlântico (adaptado de Pickard & Emery, 1982). A seta indica a curva com as mesmas características da obtida com os resultados do modelo.....	68
Figura 5.1.36 - Diagrama TS espalhado para a região compreendida entre 40-50°S e 040-050°W, para todos os meses do ano, com as indicações dos limites de massas d'água e profundidade de ocorrência, derivado da base Levitus.....	68
Figura 5.2.1 - Variação da tensão de cisalhamento do vento para os anos 6 (linha cheia) e 8 (linha tracejada).....	69
Figura 5.2.2 - Evolução do transporte normalizado em 80°W, no Estreito de Drake e na Corrente das Malvinas para o clima e 2 anos de anomalia.....	70
Figura 5.2.3 - Evolução da anomalia do transporte em 80°W, no Estreito de Drake e na Corrente das Malvinas para os 2 anos de anomalia.....	70
Figura 5.2.4 - Transporte integrado até o fundo no Estreito de Drake para o mês de setembro dos anos 6 (linha cheia) e 8 (linha tracejada).....	71
Figura 5.2.5 - Média mensal da anomalia do transporte de volume por profundidade no Estreito de Drake. ....	72
Figura 5.2.6 - Anomalia da componente zonal de corrente no Estreito de Drake para o mês de janeiro.....	73
Figura 5.2.7 - Anomalia da componente zonal de corrente no Estreito de Drake para o mês de setembro. ....	73
Figura 5.2.8 - Evolução mensal da anomalia da componente zonal superficial de corrente no Estreito de Drake.....	74
Figura 5.2.9 - Evolução mensal da anomalia da componente zonal de corrente no sul da África. ....	74
Figura 5.2.10 - Perfil médio anual de temperatura para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S para o ano 6.....	75
Figura 5.2.11 - Perfil médio anual de temperatura para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S para o ano 6.....	76
Figura 5.2.12 - Variação mensal de temperatura para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S, até 1000 m de profundidade, para o ano 6.....	76
Figura 5.2.13 - Variação mensal de salinidade para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S, até 1000 m de profundidade, para o ano 6.....	77
Figura 5.2.15 - Anomalia de temperatura no Estreito de Drake para o mês de janeiro.....	78
Figura 5.2.16 - Anomalia de temperatura no Estreito de Drake para o mês de setembro. ....	79
Figura 5.2.17 - Anomalia de salinidade no Estreito de Drake para o mês de janeiro. ..	79
Figura 5.2.18 - Anomalia de salinidade no Estreito de Drake para o mês de setembro. ....	80
Figura 5.2.19 - Anomalia de fluxo de temperatura no Estreito de Drake em PW por 100 m de profundidade.....	81
Figura 5.2.20 - Anomalia de fluxo advectivo de temperatura no paralelo 30°S em PW por 100 m de profundidade. ....	81

Figura 5.2.21 - Perfil vertical da anomalia de temperatura na bacia do AS, entre 070°W-020°E/70°S-10°S mostrando aquecimento médio do oceano. ....	82
Figura 5.2.22 - Anomalias médias de temperatura por faixas de latitude e profundidade para a bacia do oceano Atlântico Sul. ....	83
Figura 5.2.23 - Anomalias médias de temperatura por profundidade para as regiões ao sul (linha cheia) e ao norte (linha pontilhada) da confluência subtropical. ....	84
Figura 5.2.24 - Anomalia resultante, nos 1000 primeiros metros, de magnitude (em cores) e direção de corrente (setas) para o mês de setembro.....	85
Figura 5.2.25 - Variação da posição confluência sub-tropical entre os anos 6 e 8, utilizando como critério a isolinha de componente meridional de corrente nula a 50 m de profundidade. ....	86
Figura 5.2.26 - Variação da posição confluência sub-tropical entre os anos 6 e 8, utilizando como critério a isoterma de 14°C a 50 m de profundidade. ....	86
Figura 5.2.27 - Perfil meridional a 055°W da componente zonal de velocidade para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza).....	87
Figura 5.2.28 - Perfil meridional a 055°W de temperatura para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza).....	88
Figura 5.2.29 - Perfil meridional a 055°W da anomalia de temperatura para os anos 6 e 8.....	88
Figura 5.2.30 - Perfil meridional em 040°W da componente zonal de corrente para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza).....	89
Figura 5.2.31 - Perfil meridional em 040°W da temperatura para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza). ....	90
Figura 5.2.32 - Perfil meridional de anomalias da componente zonal de corrente (tons de cinza) e de temperatura (isolinhas) 040°W. ....	90
Figura 5.2.33 - Perfil meridional de vorticidade potencial em 040°S, para o ano 8. As isolinhas são referentes às temperaturas do mesmo ano. ....	91
Figura 5.2.34 - Perfil meridional da anomalia de vorticidade potencial em 040°S. As isolinhas representam as isotermas para o ano 8 (linha cheia) e para o ano 6 (pontilhada).....	93
Figura 5.2.35 - Perfil meridional da anomalia de espessura de isotermas em 040°S. As linhas pontilhadas são relativas à variação nula de espessura para as isolinhas de temperatura assinaladas à direita do gráfico. ....	93
Figura 5.2.36 - Perfil meridional da anomalia de profundidade de isotermas em 040°S. As linhas pontilhadas são relativas à variação nula de profundidade para as isolinhas de temperatura assinaladas à direita do gráfico. ....	94
Figura 5.2.37 - Detalhe do perfil de temperatura para o ponto de coordenadas 29°S,040°W para os anos 6 e 8. ....	94
Figura 5.2.38 - Detalhe do perfil de temperatura para o ponto de coordenadas 35°S,040°W para os anos 6 e 8. ....	95
Figura 5.2.39 - Espessura (m) da água modal tipo 3, segundo Provost et al (1999), entre as isotermas de 12 e 14°C, no ano 8. ....	96
Figura 5.2.40 - Anomalia de espessura (m) da água modal tipo 3, entre as isotermas de 12 e 14°C.....	96
Figura 5.2.41 - Perfis meridionais de temperatura em 030°W para os anos 6 (isolinhas) e 8 (preenchido).....	97
Figura 5.2.42 - Perfil meridional de anomalia de temperatura em 030°W, evidenciando as alterações ocorridas na região da confluência Brasil-Malvinas. ....	98
Figura 5.2.43 - Anomalia da espessura da ACAS considerando-se o intervalo de temperaturas entre 6 e 18°C, para o mês de setembro. ....	99
Figura 5.2.44 - Anomalia de profundidade da isoterma de 18°C, para o mês de setembro. ....	99
Figura 5.2.45 - Anomalia de profundidade da isoterma de 6°C para o mês de setembro, indicando zonas de aprofundamento entre 25 e 45°S.....	100

Figura 5.2.46 - Variação mensal da anomalia de volume por faixas de temperatura para a bacia do AS, entre 70-10°S;070°W-20°E, destacando-se a diminuição do volume entre 0 e 3°C e o aumento deste entre 4 e 9°C. ....	102
Figura 5.2.47 - Variação meridional média da anomalia da profundidade da camada de mistura entre 70 e 60°S. A grande variação em torno do paralelo 67°S está relacionada com o tipo de definição de profundidade de camada de mistura adotado. ....	103
Figura 5.2.48 - Variação meridional média da anomalia da profundidade da camada de mistura entre 60 e 10°S. Nota-se que, as anomalias estão concentradas no mês de setembro, praticamente não havendo diferenças durante o mês de janeiro..	104
Figura 5.2.49 - Anomalias de temperatura (preenchido), em °C, e profundidade da camada de mistura (isolinhas), em metros, para o mês de setembro, evidenciando alterações em, praticamente, todo o domínio. ....	104
Figura 5.2.50- Diagrama TS espalhado para a região 40-50°S,040-050°W, no ano 8. Comparando-se com a climatologia, pode-se perceber o aumento de pares TS na faixa de temperatura entre 4 e 9°C. ....	105
Figura 5.2.51 - Anomalia de temperatura (tracejado) e salinidade (linha cheia) no ponto de coordenadas 40°S;050°W para os meses de janeiro e setembro. ....	106
Figura 5.2.52 - Anomalia de temperatura (tracejado) e salinidade (linha cheia) no ponto de coordenadas 45°S;050°W para os meses de janeiro e setembro. ....	106
Figura 5.2.53 - Anomalia de temperatura (tracejado) e salinidade (linha cheia) no ponto de coordenadas 50°S;050°W para os meses de janeiro e setembro. ....	107

## 1 - Introdução

O papel dos oceanos é fundamental na regulação do clima da Terra. Entender os mecanismos e as formas dos transportes de calor, água doce e nutrientes é decisivo para compreender o clima atual e suas possíveis alterações (Ganachaud & Wunsch, 2000). Por exemplo, quando a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) tem fluxo intenso, o clima no hemisfério norte tende a ser ameno e estável, enquanto que a situação oposta leva a condições variáveis e geralmente mais frias naquele hemisfério (McManus & Oppo, 2006). Segundo Gagosian (2003), o único mecanismo viável para promover alterações globais e abruptas seria uma rápida reorganização das correntes oceânicas que circulam ao redor da Terra.

O transporte de calor no oceano Atlântico Sul tem características diferentes dos demais oceanos, onde este se dá do equador para os pólos. A presença da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), uma massa d'água fria e salina, gerada no oceano Atlântico Norte, que flui com direção sul pela margem oeste da bacia oceânica até as latitudes médias do hemisfério sul, torna necessário que haja um transporte de calor rumo norte (Matano & Philander, 1993).

Existem duas teorias para a origem desse fluxo de calor. Gordon (1986) sugere que o entranhamento de água do oceano Índico na termoclina, através da corrente das Agulhas, é o responsável por ele, enquanto Rintoul (1991) sugere que tal balanço é obtido pelo aquecimento atmosférico das águas frias que entram no AS pelo Estreito de Drake (ED) e fluem para norte como água da base da termoclina. Nesse processo, o fluxo entre os hemisférios assume grande importância, uma vez que metade da água da termoclina do mar do Caribe e do golfo do México é formada no AS ou no oceano Índico (Poole e Tomczak, 1999), o que realça a importância da circulação no nível da termoclina no processo de distribuição de calor no oceano Atlântico como um todo.

As massas de água centrais constituem a termoclina permanente, a porção do oceano caracterizada por um forte gradiente de temperatura e que representa a interface entre a circulação superficial e a que ocorre em águas profundas. Anomalias ocorridas na zona de formação dessas massas podem ser transportadas para os trópicos e, por ressurgência, serem novamente levadas à superfície, tornando-a, dessa forma, um reservatório (*buffer*) de propriedades climáticas (Karstensen & Quadfasel, 2002).

A formação das massas d'água centrais do oceano Atlântico é influenciada por fatores termodinâmicos e mecânicos. No primeiro caso, as variações dos fluxos de calor e massa alteram o balanço de flutuabilidade da água (*buoyancy*), dando lugar à

convecção. Paiva (1999) mostrou que anomalias interanuais e decadais nesses fluxos são capazes de gerar assinaturas na Água Central do Atlântico Norte. O arrasto do vento age como fator mecânico, tanto como responsável pelo bombeamento de Ekman, transportando água superficial para zonas mais profundas, quanto por seu rotacional em grande escala, que dirige o giro subtropical.

A ACAS é a principal massa d'água subsuperficial do mar territorial brasileiro, podendo ser encontrada, praticamente, ao longo de toda a costa, entre 100 e 800 m de profundidade, aflorando a superfície em regiões de ressurgência (Candella, 1999). Suas características termohalinas, portanto, influenciam grandemente as águas costeiras e oceânicas brasileiras.

No caso específico do oceano Atlântico Sul, a formação da água central e, portanto, a principal zona de ventilação das águas da termoclina, tem lugar na confluência entre as correntes do Brasil (CB) e das Malvinas (CM), na porção sudoeste da bacia oceânica (Maamaatuaiahutapu et al, 1999). Matano & Schouten (2003) mostraram, através de estudos numéricos, que uma massa d'água com perfil de densidade correspondente a ACAS é formada na região entre, aproximadamente, 35 e 45°S, o que concorda com a posição da CBM.

Embora a convergência de correntes opostas ocorra em diversos pontos do planeta, em poucos locais as magnitudes envolvidas são da mesma ordem (Matano, 1993). Na CBM, as correntes têm transporte equivalente, envolvendo alta energia cinética (Vivier & Provost, 1999; Wainer et al, 2000), e sua localização espacial tem significativa variação no tempo. Os mecanismos responsáveis por essas flutuações não são totalmente conhecidos, mas o posicionamento geográfico dessa confluência tem grande importância tanto no clima regional, quanto na estrutura das massas d'água formadas na região (Matano, 2003).

Alguns autores, como Matano (1993), Smith et al (1994), Gan et al (1999) e Vivier et al (2001), sugerem que intensidade da CM está relacionada com a intensidade da CCA no Estreito, ou Passagem, de Drake e, por conseguinte, com o posicionamento da Confluência. Análises preliminares com o resultados de experimentos realizados pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) da National Ocean and Atmosphere Administration (NOAA) e que serão discutidas no capítulo 3, confirmam que variações sazonais e interanuais podem também ser detectadas na CCA.

Considerando que tais variações no transporte levam a flutuações na posição geográfica da CBM, pode-se supor que também acarretem em alterações na formação da ACAS, já que esta é formada nessa região. Assim, o transporte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) pode ser correlacionado a formação das massas d'água



do oceano Atlântico Sul, bem como com a regulação do volume de água em determinadas faixas de temperatura na mesma bacia.

A escassez de dados oceanográficos coletados por longos períodos de tempo e com distribuição espacial que permita resolver as principais características desse processo dificulta estudos daquela região com bases observacionais. Assim, a utilização de modelagem numérica torna-se uma ferramenta de importância capital nessa tentativa.

O objetivo geral deste trabalho é estudar a influência da intensificação do transporte no Estreito de Drake, em escala interanual, na dinâmica da bacia do Oceano Atlântico Sul, com ênfase na região da confluência das Correntes do Brasil e das Malvinas, na Água Central do Atlântico Sul e no transporte de calor.

Para as simulações, foi utilizado o modelo oceânico MOM-4.0, em escala global. Após a obtenção de condições estáveis o suficiente para serem consideradas climatológicas, foi introduzida uma anomalia positiva no transporte de volume da CCA, através da intensificação da componente zonal do vento na região do Oceano Pacífico e avaliadas as alterações (anomalias) em relação à climatologia.

Os objetivos específicos são:

- investigar como a intensificação do transporte de volume no ED é refletida na Corrente das Malvinas (CM).
- investigar alterações no posicionamento da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) relacionadas com essa intensificação.
- investigar os efeitos dessa alteração na estrutura termohalina da região da CBM.
- investigar as conseqüências na circulação e nas características termohalinas do oceano Atlântico Sul da intensificação do transporte de volume no Estreito de Drake.
- investigar a influência dessas alterações no giro subtropical e no transporte de calor no Oceano Atlântico Sul.

Após o presente capítulo de introdução, seguir-se-ão, no capítulo 2, a caracterização da área de estudos, com a identificação e breve descrição das principais feições de grande escala no Oceano Atlântico Sul; no capítulo 3, as análises preliminares dos resultados do experimento D4\_1860-2000-AllForc\_H5, realizado pelo GFDL, com um modelo acoplado de circulação oceânica e atmosférica, com mais de 100 anos de simulação, que apresentam significativa variabilidade no transporte no Drake e cujos resultados nortearam a configuração dos experimentos realizados neste trabalho; a seguir, no capítulo 4, serão descritos o modelo numérico, seus campos de

condições iniciais, as condições de contorno utilizadas e a geração da anomalia no transporte de CCA. Os resultados referentes à climatologia do modelo (experimento controle) e aos efeitos da anomalia imposta, bem como a análise comparativa entre os dois, estão mostrados no capítulo 5; e, no capítulo 6, as apresentadas as conclusões e recomendações para trabalhos futuros.

## **2 - Caracterização da Área de Estudo**

### **2.1 - Circulação Superficial de Grande Escala no Atlântico Sul**

A circulação superficial do AS foi descrita por vários autores, entre eles Peterson & Stramma (1991), Matano & Philander (1993) e Stramma, L. & England, M (1999). É dirigida, basicamente, pela distribuição em grande escala do rotacional do vento e, dessa forma, alterações no campo deste implicarão em ajustes na circulação oceânica, que podem, porém, ocorrer escalas temporais distintas.

De uma maneira geral, pode-se dizer que circulação superficial do AS possui dois componentes: o giro subtropical e a corrente Circumpolar. O primeiro é um giro anticiclônico dirigido pelo vento (Matano & Philander, 1993). Tem, no seu bordo leste a Corrente de Benguela, que flui ao longo da costa da África, e a Corrente da Agulhas, que é parte da corrente de contorno oeste do oceano Índico. Essa corrente se bifurca no sul da África e uma parte entra no giro subtropical, com direção noroeste, enquanto a maior porção, provavelmente por influência do platô das Agulhas, sofre retroflexão e passa a fazer parte do giro subtropical do oceano Índico.

Ao norte, encontra-se a Corrente Sul Equatorial, que se divide ao encontrar o continente sul americano, na latitude aproximada de 10° S, dando lugar à corrente Norte do Brasil, com rumo noroeste e à corrente do Brasil, com rumo S/SW. A CB flui na região de quebra da plataforma continental ao longo da costa brasileira até a convergência subtropical, onde encontra a corrente das Falkland/Malvinas, virando, então para leste, onde, juntamente com uma parcela da última, forma a Corrente do Atlântico Sul (CAS), fechando, dessa forma, o giro.

Na figura 2.1.1, apresenta-se a distribuição das correntes superficiais do oceano Atlântico, segundo Tomczak e Godfrey (2003).

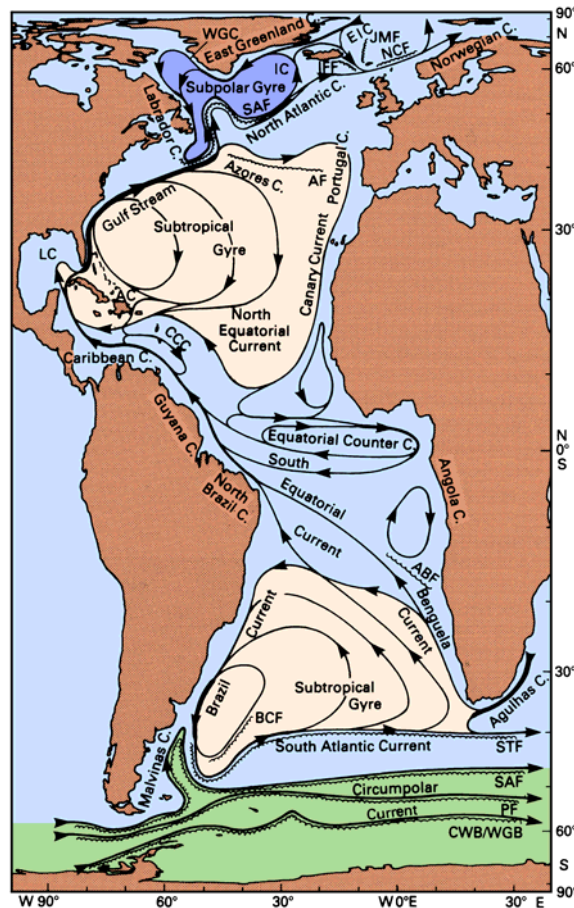


Figura 2.1.1 - Circulação superficial do Atlântico, segundo Tomczak e Godfrey (2003).

### 2.1.1 - Corrente do Brasil

A CB é a corrente de bordo oeste do giro subtropical sul, sendo, no entanto, descrita como relativamente fraca quando comparada com a corrente do Golfo, sua similar no oceano Atlântico Norte (Silveira et al, 2000). Stommel (1965) sugeriu que tal diferença possa ser explicada pela possibilidade da corrente termohalina ter sentido oposto à gerada pelo vento no hemisfério sul.

Qualitativamente, pode ser descrita como uma corrente rasa, quente e salina na região de bifurcação, que tem seu volume e transporte aumentados, a partir das proximidades do paralelo 20° S, pela contribuição da Água Central do Atlântico Sul (Silveira et al, 2001).

O transporte da CB tem variação espacial ao longo da costa brasileira (Silveira et al, 2000) e temporal em escala sazonal, anual e interanual (Wainer et al, 2000). No entanto, cálculos geostróficos de dados hidrográficos históricos não mostraram sinal sazonal no transporte baroclínico da CB entre os paralelos 23° e 24° (Stramma, 1989). Silveira et al (2000) apresentam uma tabela que resume as principais estimativas para

transporte e velocidade máxima da CB. Devido aos diferentes métodos de cálculo, níveis de referência adotados e, provavelmente, efeitos de sazonalidade, os resultados são altamente divergentes. Entre 23 e 25°S, região mais amostrada, o transporte nominal varia entre 4,4 e 14 Sv. Nessa mesma região, a velocidade máxima vai de 0,25 a 0,75 m/s.

Piterskih et al (2003) concluíram, através da análise dos dados de dois cruzeiros oceanográficos realizados no verão de 1993 e 1994, que, na região entre Santos e Rio Grande, as células de recirculação são responsáveis por um aumento de, aproximadamente, 10 % no transporte da CB.

Há alguma controvérsia na composição da estrutura da CB em profundidade, especialmente abaixo de 25° S, onde o fluxo até cerca de 3.000 m tem direção sul, incluindo a Água Intermediária Antártica. Wüst (1935), baseado em observações, definiu a CB é formada pela Água Tropical (AT), com temperatura é maior que 20° C e salinidade maior que 36 ups, e pela ACAS, cujas características estão descritas no tópico 2.2 a seguir, sendo essa a definição mais adotada. Utilizando o critério dinâmico, onde a CB é a corrente de bordo oeste que balanceia a circulação gerada pelo vento no giro sub-tropical, Silveira et al (2001) adotaram definição idêntica.

### 2.1.2 - Corrente Circumpolar Antártica

A Corrente Circumpolar Antártica é dirigida pelos ventos usualmente fortes da região antártica, conforme mostrado por medidas diretas e indiretas (Klinck & Nowlin Jr, 2001) e flui de oeste para leste, aproximadamente em equilíbrio geostrófico. Whitworth & Peterson (1985) estimaram seu transporte médio de  $123 \pm 10,5$  Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) e Nowlin & Klinck (1986) estimaram variações de, aproximadamente, 20 % ao longo do ano.

Embora não seja uma corrente extremamente rápida, com velocidade média de  $11,96 \pm 0,76$  cm/s no nível de 500 m (Whitworth & Peterson, 1985), é bastante profunda, o que justifica seu transporte. Segundo Klinck & Nowlin Jr (2001), a CCA se estende por toda a coluna d'água, sendo mais forte na superfície, com velocidades entre 0,25 e 0,4 m/s e reduzindo monotonamente até uma profundidade de 2.500 m ou mais.

A CCA pode ser concebida com uma sucessão frentes circumpolares, cada uma correspondendo à fronteira de uma massa d'água, sendo as duas principais, a Subantártica e a Polar, assim como dois jatos profundos com escoamento para leste. É uma corrente singular, uma vez que não possui barreiras à sua propagação ao longo do globo. Essa característica implica em uma profunda influência na dinâmica da

circulação do oceano Atlântico Sul e do próprio clima do planeta, uma vez que, sua conexão com todas as grandes bacias oceânicas permite a existência de giro meridional global e teleconexões capazes de transmitir anomalias entre os oceanos (Rintoul e al, 2001).

Sua trajetória é ditada pela profundidade do oceano, seguindo linhas de vorticidade potencial constante,  $V_p = \frac{\zeta + f}{H}$  ou, como  $\zeta \ll f$ ,  $V_p = \frac{f}{H}$ , sendo  $\zeta$ , a vorticidade relativa;  $f$ , a vorticidade planetária; e  $H$ , a profundidade local. Dessa forma, acompanhando a batimetria da região sul do continente sul-americano, uma parte da CCA é desviada para norte após a Passagem de Drake, formando a corrente das Malvinas (CM), que segue esse rumo até a zona de confluência com a CB, a partir da qual é defletida para leste, fluindo juntamente com a CB na formação da corrente Sul do Atlântico (Matano, 1993), conforme mostrado na figura 2.2.1.

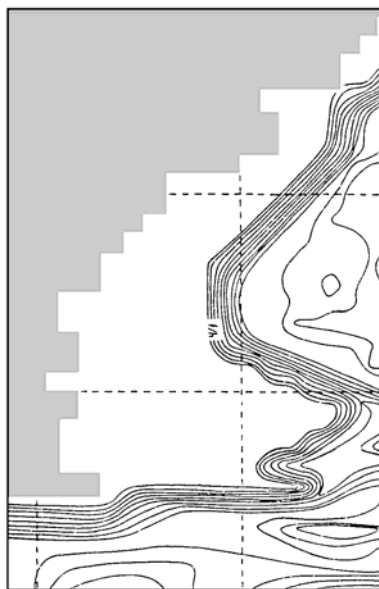


Figura 2.2.1 - Isolinhas de vorticidade potencial planetária constante no sudoeste do Oceano Atlântico. Adaptado de Matano (1993).

Alguns autores sugerem que intensidade da CM está relacionada com a intensidade da CCA no Estreito de Drake. Matano (1993) mostra, através de experimentos numéricos, que o transporte da CM é influenciado pela distribuição do escoamento no ED. Smith et al (1994), também através de experimentos numéricos, encontraram alta correlação no período semi-anual entre o transporte na PD e na CM, com um retardo de 90 dias. Vivier et al (2001) concluíram que existem forçantes remotas e locais na região da CBM e que o modo remoto relaciona o aumento do

transporte na CM com anomalias no rotacional do arrasto do vento na PD, com um retardo de 20-30 dias. Matano (2003) sugere que, devido à sua estrutura eminentemente barotrópica, apenas pequenas variações de baixa frequência da CCA poderiam ser refletidas na CM e, por conseguinte, propagarem-se até a CBM, o que é corroborado por Smith et al (1994). Estes, no entanto, concluíram que um aumento no transporte na região do Drake, além dos valores realísticos, não induz a maior excursão da CM para norte.

## 2.2 - Água Central do Atlântico Sul

A termoclina no AS é formada pela ACAS, que por sua vez, pode ser subdividida em duas partes: a superior, menos densa, é formada na região sudoeste do Atlântico, na convergência subtropical, na confluência de águas de origem tropical trazidas pela corrente do Brasil e de águas providas do estreito de Drake e a inferior, mais densa, por água incorporada do oceano Índico (Poole e Tomczak, 1999).

Após sua formação na região da CBM, a ACAS tende a se espalhar em seu nível de ajustamento hidrostático (Sverdrup et al, 1942), propagando-se como parte do giro subtropical e atingindo novamente a costa da América do Sul, onde se bifurca em ramos norte e sul. O ponto de bifurcação não é bem determinado, mas vários autores afirmam que abaixo do paralelo 22°S, sua direção é, certamente, sul (Silveira et al, 2000). O ramo norte da ACAS atinge a região norte do Brasil, chegando a compor mais de 60 % da termoclina junto à costa, acima do equador. (Poole e Tomczak, 1999).

A ACAS é caracterizada por uma disposição quase linear de pares de temperatura e salinidade no diagrama TS, tendo como índices termohalinos limites os pares (6,0° C;34,5) e (18,0 ° C;36,0) (Sverdrup et al, 1942; Mamayev, 1975) . No entanto, a análise de um diagrama TS volumétrico permite constatar a presença de volumes de água com temperatura e salinidades aproximadamente uniformes, denominados águas modais. Por exemplo, Felix (2006) pode constatar a presença da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSAS), com temperatura de 14-16°C (± 1°C) e salinidade de 35,2 a 36,1, entre 25,0°e 41,0°S e 55,0° e 12,5°W, região de formação da ACAS, com espessura média de 210 m e profundidade média de 290 m. Provost et (1999) destacam 3 águas modais no Atlântico Sul, com temperaturas entre 18 e 12°C. Assim, pode-se considerar a ACAS como uma sucessão de águas modais, tendo, entre elas, linhas de mistura.

Sua formação na região sudoeste do AS tem lugar na confluência das Correntes do Brasil (CB) e Falkland/Malvinas (CM), cuja posição média está em torno

do paralelo 40° S. O mecanismo gerador é a subducção, resultado do somatório de forçantes mecânicas e termodinâmicas e que se constitui na passagem de água da camada superior de mistura para o interior quase-adiabático do oceano.

As variações sazonais dos fluxos de calor e massa, e, portanto, de fluatibilidade da água, levam ao aprofundamento e resfriamento da camada de mistura superior dos oceanos durante o inverno e, analogamente, ao aquecimento e diminuição de sua profundidade durante o verão. O rotacional do vento em grande escala dirige o giro subtropical, cujo movimento não está restrito somente à camada de mistura, ocorrendo, também, nas regiões abaixo dela.

Parcelas de água localizadas na camada de mistura são carregadas para baixo por efeito do bombeamento de Ekman, ao mesmo tempo em que experimentam um deslocamento horizontal devido ao giro subtropical. Lembrando que a profundidade da camada de mistura (PCM) possui variações sazonal e geográfica, sendo mais profunda no inverno e nas médias latitudes, a parcela só estará definitivamente incorporada à termoclina quando o deslocamento horizontal for tal que não mais permita a alteração de suas características pela variação daquela camada (fig. 2.2.2). Portanto, embora haja subducção durante todo o ano, apenas em determinados períodos, parte da primavera e do inverno, haverá efetiva transferência de água superficial para a termoclina permanente.

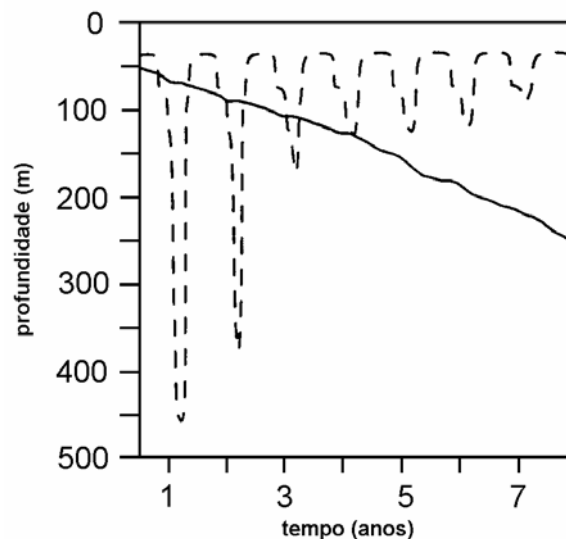


Figura 2.2.2 - Trajetória de uma parcela (linha cheia) ao longo do tempo, indo de média (lado esquerdo) para baixa latitude (lado direito). A linha tracejada indica o posicionamento da camada de mistura. Pode-se perceber que, a partir do 4º ano, aproximadamente, a parcela passa a não sofrer mais influência da camada de mistura. Adaptado de Williams et al, 1995).



Esse mecanismo, descrito em detalhes por Williams et al (1995), explica as observações de Iselin (1939), segundo as quais, a termoclina possui as características termohalinas da camada de mistura de inverno em latitudes mais elevadas. Stommel (1979) exemplifica esse processo como se um *pequeno demônio* operasse um tipo de porta que deixasse passar para a termoclina apenas a água com tais propriedades.

A taxa de subducção para o Atlântico Norte foi inferida Speer & Tziperman (1991) como sendo, na média,  $9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , e por Marshall et al (1993),  $100 \text{ m}^3/\text{ano}$ , sendo que estes últimos estimaram, ainda, seu período efetivo, cerca de 4 meses nos trópicos, através da análise de dados climatológicos. A influência dos fatores termodinâmicos na formação da Água Central do Atlântico Norte foi estudada por Paiva (1999).

No hemisfério sul, diversos autores vêm estudando a formação de massas d'água também por análise de dados climatológicos, dando ênfase às alterações de médio prazo. Bindoff & McDougall (2000) analisaram variações decadais no oceano Índico, concluindo ter havido um aprofundamento e resfriamento da Água Modal Subantártica e da Água Intermediária Antártica, explicadas por aquecimento superficial e aumento de precipitação nas regiões de formação dessas massas, respectivamente. Karstensen & Quadfasel (2002) quantificaram a ventilação da termoclina permanente nos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, baseados em dados climatológicos e sinóticos, estimando o valor total de 21 Sv para o AS. Johnson & Orsi (1997) e Wong et al (1999) estudaram, respectivamente, o Pacífico Sudoeste e os oceanos Pacífico e Índico, verificando alterações decadais nesse processo de formação. Não existem, porém, estudos conclusivos que mostrem esse tipo de variação para a ACAS.

### 2.3 - Confluência Brasil-Malvinas

A Confluência Brasil-Malvinas (CBM), ou Confluência Subtropical, é uma das regiões mais energéticas do oceano (Vivier & Provost, 1999; Wainer et al, 2000), tendo energia cinética por unidade de massa associada de ordem superior a  $1500 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$  (Vivier & Provost, 1999). É formada no encontro das correntes do Brasil e das Malvinas e sua dinâmica tem sido objeto de estudo de diversos autores, especialmente sua variação espacial em escalas sazonal e anual (Wainer et al, 2000).

Três componentes determinam as características da região: o ponto de descolamento da CB da costa, a extensão da confluência e descolamento da CM. Para determinação da latitude de descolamento da CB, pode-se utilizar, como Olson et al (1988) e Wainer et al (2000), por exemplo, o ponto onde esta cruza a isóbata de 1000 m. A utilização da isóbata de 200 m produz resultados semelhantes, porém com



mais ruído (Olson et al, 1988). Esse descolamento ocorre em torno do paralelo 38°S (Matano, 1993; Gan et al, 1998; Maamaatuaiahutapu et al, 1998; Wainer et al, 2000), sendo que Olson et al (1988) determinaram valores de  $35,8 \pm 1,1^\circ$  a partir da análise de imagens de satélite. Em qualquer dos casos, a latitude de descolamento é, aproximadamente, 10° ao norte (Wainer et al, 2000) que a que poderia ser inferida levando-se em consideração apenas o rotacional do vento (Veronis, 1973). A tese mais aceita para essa variação é a influência da CM que, fluindo em sentido contrário, limita a excursão da CB mais para sul.

A CM descola da costa numa latitude média de  $38,6 \pm 0,9^\circ$  (Olson et al, 1988), sendo a posição da isoterma de 17°C, característica dessa corrente, pode variar 12° de latitude entre o inverno e o verão (Wainer et al, 2000).

Entre as duas correntes, existe uma zona de temperaturas intermediárias, cuja extensão é bastante variável. Entre os anos de 1984 e 1987, por exemplo, suas dimensões variaram entre, praticamente, 0 e cerca de 300 km (Olson et al, 1988).

Não existe um consenso sobre as causas da variação na posição da CBM. Wainer et al (2000) sugerem que possa ser resultado da variação do arrasto do vento no AS, associando-a às oscilações no transporte devidas à variabilidade do rotacional do vento. Porém, se o transporte da CM for alto, esta será a principal causa da separação da CB, segundo Matano (1993). Os resultados obtidos por Gan et al (1998), por outro lado, mostraram que os ciclos sazonais de transporte da CCA são o fator mais importante na separação da CB e que os efeitos do arrasto do vento e dos fluxos de calor são relativamente pequenos.

### **3 - Variação do Transporte da CCA no Estreito de Drake**

A Corrente Circumpolar Antártica vem sendo objeto de estudos para diversos pesquisadores, não existindo, ainda, consenso em vários pontos relacionados com sua dinâmica, incluindo seu transporte e variabilidade.

Embora os ventos médios sejam responsáveis pela corrente média, variações abruptas no transporte não estão relacionadas com o vento local, nem ocorrem consistentemente ao redor da Terra (Klinck & Nowlin Jr, 2001). O transporte seria, então, determinado por uma complexa interação entre o arrasto do vento, fluxos turbulentos, efeitos topográficos e o atrito com o fundo e não uma simples interação com o vento (Tansley & Marshall, 2001).

Para a avaliação das flutuações a serem impostas nos experimentos, foram tomados como base os resultados do projeto de reconstituição do clima do século XX, desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) da National Ocean and Atmosphere Administration (NOAA). Nesses experimentos, foram utilizados modelos denominados *CM2.x*, sendo o sistema constituído por módulos de atmosfera, oceano, gelo e terra firme. A descrição detalhada dos modelos pode ser encontrada em Delworth et al (2006) e Gnanadesikan et al (2006).

Dentre as diversas opções, optou-se por utilizar o experimento CM2.1U-D4\_1860-2000-AllForc\_H5, doravante CM2.1\_H5, utilizando-se os últimos 50 anos (1951-2000) para análise. Foram, então, selecionados os dados de velocidade zonal de corrente ao longo do meridiano 070° W, entre as latitudes 55 e 66° S, em todos os níveis de profundidade e calculado o transporte total pela integração dos transportes em cada nível. A figura 3.1 representa a variação do transporte mensal ao longo do período analisado.

O valor médio para o transporte durante esses 50 anos foi de 126,2 Sv, com máximo de 140,1 Sv, em setembro de 1959 e mínimo de 109,9 Sv, em fevereiro de 1957.

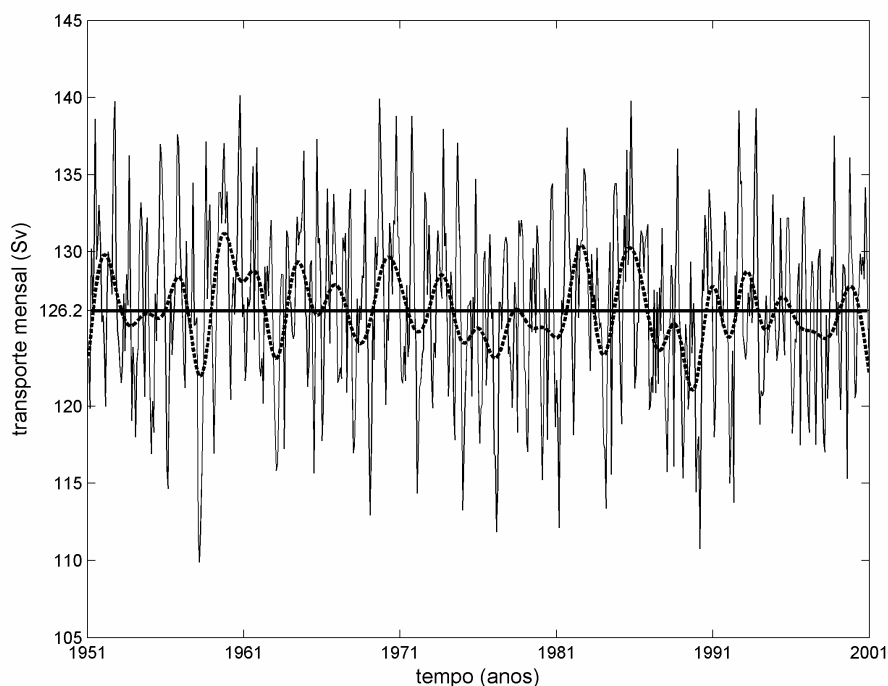


Figura 3.1 - Transporte mensal no Estreito de Drake, segundo os resultados do experimento CM2.1\_H5. A linha pontilhada indica o resultado de uma filtragem passa-baixa com período de corte de 2 anos e a reta mais espessa, a média para o período.

A técnica wavelet constitui-se em uma boa ferramenta para análise de séries temporais longas. A opção aqui foi utilizar um pacote desenvolvido por Torrence (1998) e disponível em <http://paos.colorado.edu/research/wavelets>. Na análise, a média foi subtraída, para evitar contaminação de tendências de longo período; a série foi completada com zeros até atingir uma potência de 2; foram empregadas 7 potências de 2 (7 oitavas), com 8 sub-oitavas cada; o período mínimo analisado foi de 2 meses e a função-mãe (*mother wavelet*) do tipo Morlet.

O resultado da análise aplicada aos resultados do experimento CM2.1\_H5 pode ser visualizado na figura 3.2. Nota-se que os períodos associados às maiores e mais constantes variabilidades são o anual e o semi-anual, estando os picos de energia a eles relacionados acima do nível de significância de 95 % no espectro bidimensional, este indicado pela linha tracejada no gráfico à direita, o que concorda com a literatura. Mesmo nesses períodos, há variações interanuais em termos de intensidade.

No entanto, percebe-se que oscilações mais longas estão também presentes, como nos períodos de 5 e 10 anos, tendo, porém, menor constância, o que é refletido no posicionamento de seus picos abaixo do nível de 95 %.

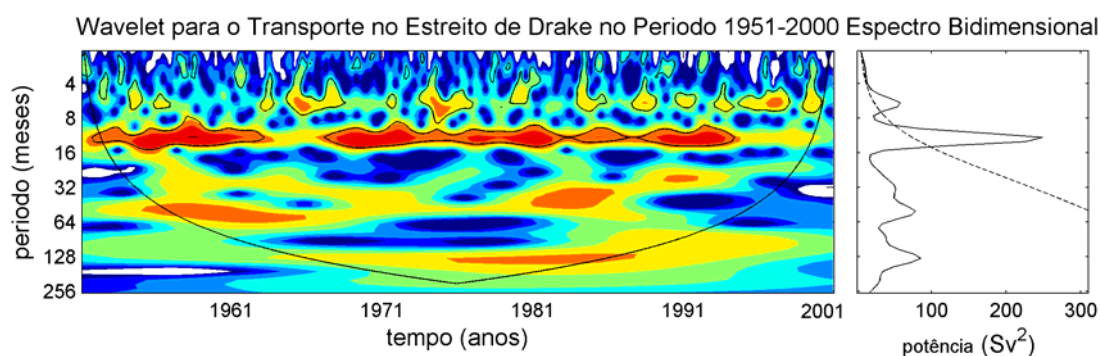


Figura 3.2 - Wavelet e espectro bidimensional de potência para o período de 1951 a 2000, evidenciando que, embora as oscilações principais sejam as referentes a 12 e 6 meses, há energia contida em variações com períodos mais longos. A linha cheia no gráfico à esquerda e a tracejada naquele à direita indicam o intervalo de confiança de 95 %.

Para melhor visualizar as flutuações interanuais, pode-se utilizar o transporte e suas anomalias nos meses de janeiro e setembro (figura 3.3a,b). As médias de transporte foram de 119,4 e 133,3 Sv, respectivamente. Nota-se, na figura (a), que os valores permanecem próximos à média por vários anos consecutivos, dando lugar, posteriormente, a anomalias que chegam a mais de 10 Sv de um ano para outro. O valor médio da diferença de transporte entre setembro e janeiro foi de 14 Sv, sendo a

máxima de 23,6 Sv, em 1969, e a mínima de 1,2 Sv, em 1983, sendo este, porém, um valor atípico (figura 3.4).

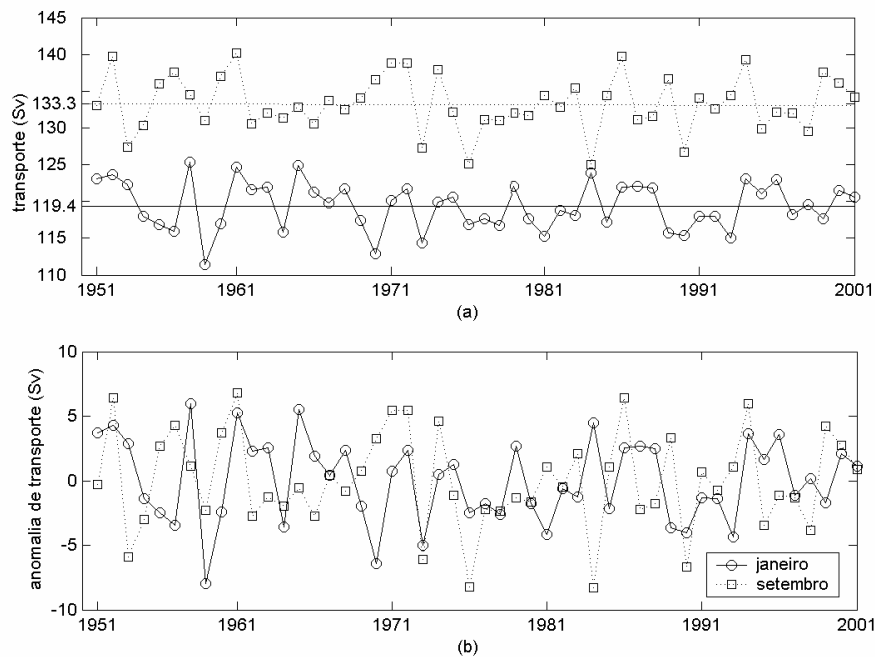


Figura 3.3 - Transporte (a) e anomalia (b) para os meses de janeiro (linha cheia) e setembro (linha pontilhada) ao longo dos 50 anos de resultados utilizados

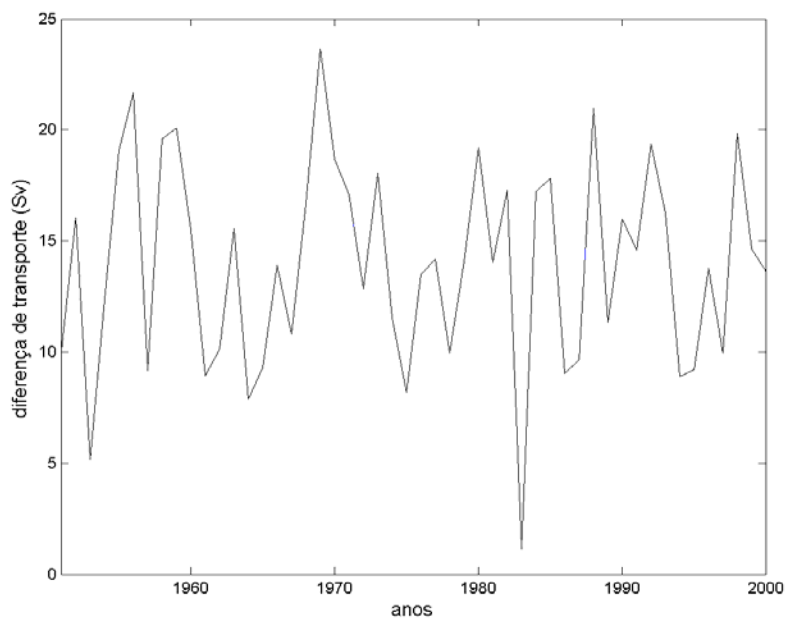


Figura 3.4 - Diferença de transporte entre os meses de setembro e janeiro no Estreito de Drake, ao longo dos 50 anos de resultados utilizados.

Assim como no restante de sua extensão, também no ED a CCA apresenta duas frentes bem marcadas, associadas a picos no transporte de volume. O primeiro,

principal e referente à Frente Subantártica, tem núcleo em 58°S, enquanto o segundo, menos intenso e relativo à Frente Polar, está centrado em 63°S, como mostrado na figura 3.5, referente a janeiro de 1990. Pelo exame das séries temporais de transporte (figura 3.6), nota-se que, embora o pico secundário seja, em média, 60% menor, sua variância é maior. Os limites em latitude e os dados médios para cada setor mostrados na tabela 3.5.1.

Tabela 3.5.1 - Transportes médios, máximos e mínimos para cada frente oceanográfica da CCA no ED.

	Frente Subantártica 55 - 60°S		Frente Polar 62 - 64°S	
média (Sv)	92,4		32,9	
variância (Sv <sup>2</sup> )	6,8		18,8	
máximo (Sv)	99,7	ago 1955	45,3	set 1985
mínimo (SV)	85,4	dez 1989	19,3	fev 1981

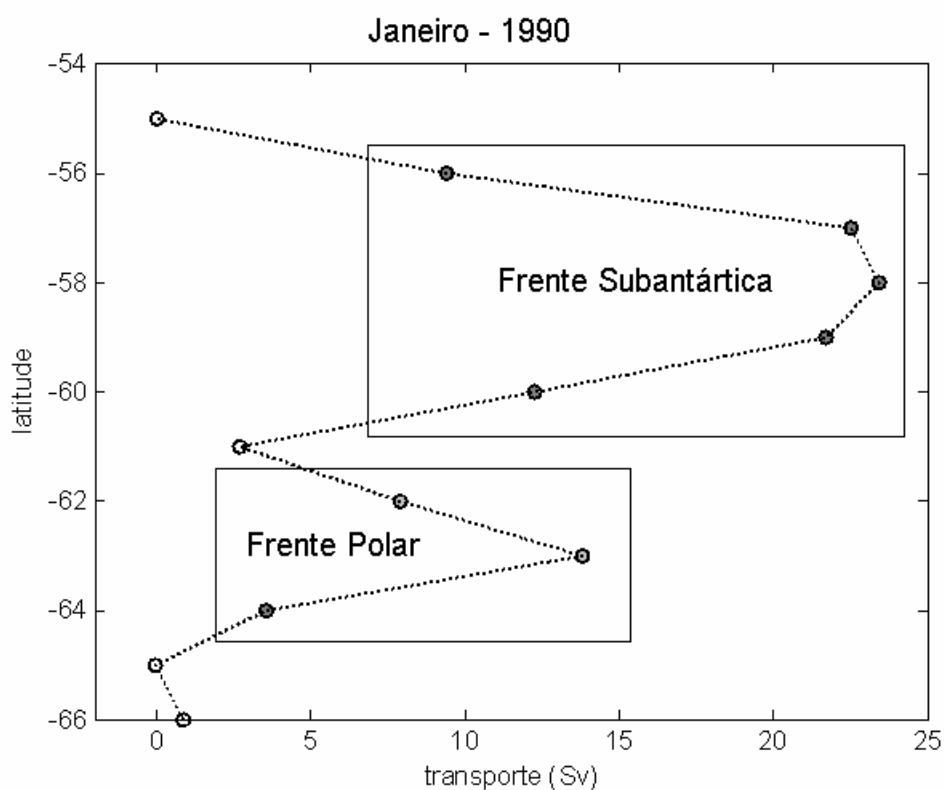


Figura 3.5 - Localização e dimensões geográficas das frentes oceanográficas associadas a picos no transporte no ED.

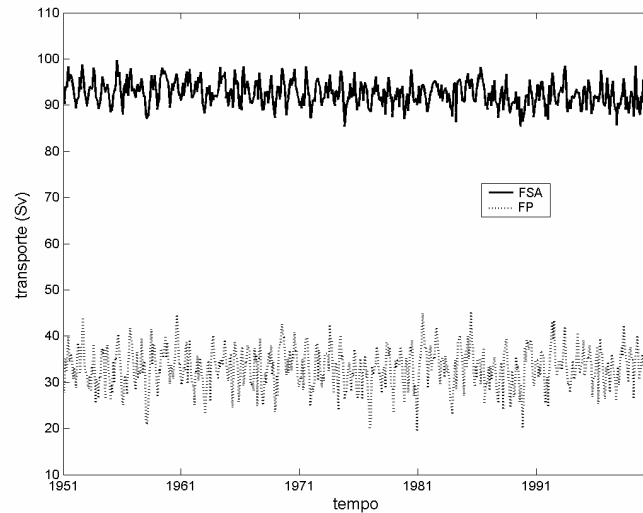


Figura 3.6 - Variação mensal do transporte na Frente Subantártica (FSA, linha cheia) e na Frente Polar (FP, linha pontilhada), respectivamente, picos principal e secundário de transporte no ED.

A análise espectral dos resultados do CM2.1\_H5 para o transporte no ED revela que os dois picos principais de energia (12 e 6 meses) estão presentes em ambas as séries, sendo, no entanto, mais pronunciados na Frente Polar. Além disso, podem ser notadas, nos resultados relacionados com a mesma frente, oscilações de baixa frequência que não estão presentes na série referente à Frente Subantártica (figura 3.7).

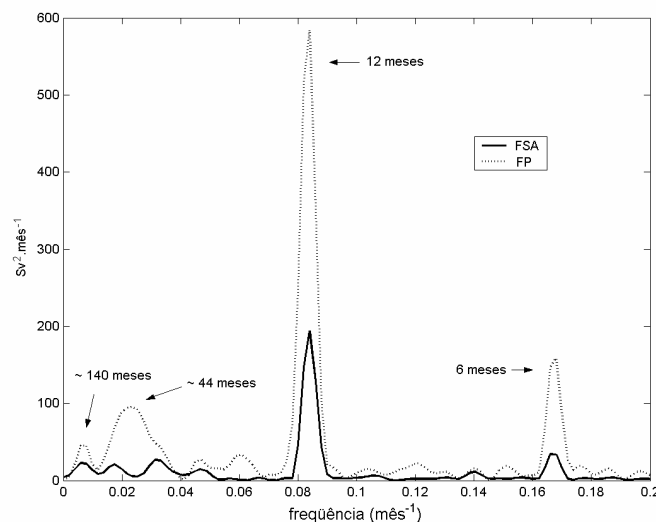


Figura 3.7 - Análise espectral das séries temporais de transporte para as duas frentes no ED, destacando a maior energia associada à Frente Polar, bem como a presença de oscilações de baixa frequência (~ 44 meses) ausentes na Frente Subantártica.

#### 4 - Modelo numérico

O Modular Ocean Model (MOM), desenvolvido no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) da National Oceanic & Atmosphere Administration (NOAA), é um modelo de equações primitivas, baseado no trabalho pioneiro de Bryan (1969). Sua versão mais recente, a 4.0, de outubro de 2003, vem sendo utilizada em vários projetos globais, como o OCMIP (Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project) e o ODASI (Ocean Data Assimilation for Seasonal to Inter-Annual Time Scales).

O sistema completo, do qual o MOM é o módulo oceânico, possui, ainda, modelos de gelo, atmosférico e continental, que podem ou não ser utilizados de forma acoplada. Os módulos terrestre e atmosférico, basicamente, resolvem os fluxos de calor, quantidade de movimento e massa entre terra-atmosfera e oceano-atmosfera, enquanto o módulo de gelo estima a concentração, a espessura e a temperatura do gelo presente na água do mar, assim como seu movimento. Tais módulos não foram utilizados nos experimentos.

O MOM 4.0, diferentemente das versões 1.0 e 2.0, possui superfície livre variável, não utilizando a aproximação de *tampa rígida*, que implica em ausência de elevações na superfície do oceano e impossibilita a modelagem de fluxos de água doce.

No cálculo da pressão na equação de estado da água do mar, é utilizada a formulação de McDougall et al. (2003, *apud* Griffies et al, 2004), revista por Jackett et al. (2004, *apud* Griffies et al, 2004), que apresenta maior acurácia que a descrita pela UNESCO, devido à utilização de dados empíricos mais precisos na construção do algoritmo.

O modelo permite a alternativa entre a utilização ou não da aproximação de Boussinesq, sendo que, nos experimentos realizados, esta aproximação foi escolhida, além de empregar a aproximação hidrostática e da calota esférica. Nessa última, considerando-se a profundidade dos oceanos muito menor que o raio da Terra, aproximada a uma esfera, substitui-se a coordenada radial de uma parcela de fluido pelo raio médio da Terra, podendo-se, dessa forma, desprezar os termos de Coriolis e viscosos associados a componente vertical de velocidade nas equações governantes das componentes horizontais de velocidade.

Na parametrização de processos subgrade, a abordagem utilizada assume que a turbulência oceânica associada a movimentos de grande escala (ordem de centenas de km) possui significativa anisotropia, sendo os processos laterais ao longo de camadas isopícnais - *neutral processes* - bem mais eficientes na mistura de propriedades que os processos verticais através de camadas isopícnais - *dianeutral*

*processes*. O uso desse tipo de parametrização reduz significativamente a ocorrência de processos de mistura artificiais que ocorrem através de superfícies isopícnais (Griffies et al., 2005). O modelo utiliza o tratamento dos processos de difusão turbulenta lateral em camadas neutras sugerido por Griffies et al. (2001, *apud* Griffies et al, 2004).

Para a solução dos termos de fricção horizontal, considera-se que as instabilidades hidrodinâmicas e turbulências não sejam fortemente dissipadas através da fricção. Para tanto, adota-se os esquemas de viscosidade constante, viscosidade dependente da grade e viscosidade de Smagorinsky, implementado segundo Griffies & Hallberg (2000). Na faixa que se estende de 20° N e 20° S, é utilizado o esquema anisotrópico de viscosidade de Large et al. (2001, *apud* Griffies et al., 2005). Pequenos valores de viscosidade são utilizados na vertical, seguindo o esquema proposto pelo mesmo autor. Fora da região tropical, a viscosidade passa a ser definida por um esquema isotrópico dependente das dimensões da grade e, na vertical, com um perfil constante de viscosidade somado ao tradicional esquema de Smagorinsky, dependente do cisalhamento horizontal. Na maior parte do domínio, o esquema de Smagorinsky é dominado pelas maiores viscosidades impostas pelo esquema isotrópico, com exceção das regiões onde ocorrem intensos gradientes de velocidade na coluna d'água.

Para a solução dos termos de mistura vertical, a formulação inclui as parametrizações de perfil vertical de viscosidade independente do tempo de Bryan & Lewis (1979, *apud* Griffies, 2003); o esquema dependente do número de Richardson (Pacanowsky & Philander, 1981, *apud* Griffies, 2003) e o esquema kpp de Large et al. (1994, *apud* Griffies, 2003). O esquema de Bryan & Lewis é utilizado com os valores de  $0.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  para a superfície e  $1.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  no fundo para baixas latitudes e  $0.3 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  e  $1.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  para a superfície e fundo, respectivamente, nas altas latitudes.

A absorção da radiação solar de onda curta nas camadas superiores do oceano varia significativamente no espaço e no tempo. Altas concentrações de clorofila são resultantes da alta absorção da luz solar nos primeiros metros de profundidade em regiões biologicamente produtivas, como regiões equatoriais, regiões de ressurgência costeira e regiões polares (Griffies et al., 2005). Por outro lado, baixas concentrações de clorofila nas regiões dos giros subtropicais permitem penetração da radiação solar a profundidades de 20 a 30 metros. Em modelos oceânicos climáticos com resolução vertical grosseira (50 metros), a variação geográfica da penetração da radiação de onda curta é desprezível, uma vez que toda a radiação será absorvida no primeiro elemento superficial de grade. Em resoluções verticais da ordem de 10



metros, torna-se necessário a correta representação desse processo, uma vez que cerca de 20% da radiação solar incidente sobre a superfície do oceano pode penetrar abaixo desse nível em muitas regiões. Sem essa representação um superaquecimento da célula superficial pode ocorrer. No MOM 4.0, é utilizada a climatologia sazonal de clorofila medida pelo sensor SeaWIFS e, para capturar os efeitos de absorção e penetração da radiação solar no oceano, foi utilizado o modelo óptico de Morel & Antonie (1994).

O modelo oceânico possui um método de resolução do modo externo adaptado de Griffies et al. (2001), que permite o cálculo do volume oceânico ao longo do tempo nos elementos de grade referentes à superfície do oceano. A implementação desse método no MOM demonstrou eficiência na representação da dinâmica oceânica de grande escala em grades de baixa ( $>1^\circ$ ) e alta ( $<1^\circ$ ) resolução para domínios de integração globais e regionais. O MOM 4.0 utiliza o esquema *split – explicit free surface* (Griffies, 2003) e a variação do volume dos elementos de grade superficiais pode estar associada a processos como marés, precipitação, descarga fluvial e outros fluxos de água doce para os oceanos, além da ocorrência de escoamentos convergentes em superfície.

O método consiste, basicamente, na separação dos cálculos dos modos verticais externo e interno do modelo, utilizando um esquema numérico explícito. O modelo resolve o modo externo (barotrópico) separadamente do modo interno (baroclínico), permitindo passos de integração mais longos. Esse método pode acarretar problemas quando o modelo oceânico é acoplado a um modelo que represente os processos de congelamento e degelo das calotas polares. Em regiões polares, o gelo marinho pode atingir espessuras de 10 metros ou mais, o que, em muitas vezes, representa uma espessura superior ao elemento de grade de superfície, gerando o desaparecimento do elemento de superfície, o que não é permitido pelo esquema de superfície livre descrito.

As equações governantes são descritas para um referencial fixo no espaço (euleriano) e em coordenadas esféricas. O sistema de equações governantes fundamentais do modelo é composto, basicamente, por:

- equação da continuidade

$$\rho_t + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = 0$$

- equação de conservação de momentum linear

$$(\rho \mathbf{u})_t + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v} \mathbf{u}) = (\mathbf{f} + \mathbf{M}) \hat{\mathbf{z}} \wedge \rho \mathbf{u} - \nabla p + \rho \mathbf{F}^{(u)}$$

onde  $M = v\partial_x \ln dy - u\partial_y \ln dx$  é a métrica associada à transformação em coordenadas esféricas e  $F^u$  é o vetor de fricção.

- equação hidrostática

$$p_z = -\rho g$$

- equação de estado.

$$\rho = \rho(\theta, s, z)$$

- equação de conservação de escalares

$$E_t = -\nabla[\mathbf{u}E + F(E)] \text{ onde } E = (\theta, S)$$

A grade numérica utilizada pelo MOM 4.0 é do tipo B de Arakawa, para a discretização espacial de suas variáveis prognósticas, contendo células alternadas para as grandezas escalares e vetoriais. A escolha dessa grade é justificada pela melhor representação das ondas de gravidade inerciais que, geralmente, são mal resolvidas por outros esquemas de grade (Arakawa e Lamb, 1977, *apud* Griffies e Pacanowsky, 2000). Os escoamentos geostróficos também são melhores resolvidos com a utilização da grade B de Arakawa, especialmente em resoluções mais baixas.

O MOM também permite a construção de grades numéricas esféricas globais, com deslocamento dos pólos numéricos para longe dos pólos geográficos, visando minimizar problemas numéricos associados a convergência dos meridianos no Pólo Norte (Murray, 1996). Esse tipo de abordagem vem sendo aplicado por outros grupos de pesquisa, como OPA e o MICOM Modelling Group, para evitar problemas numéricos e físicos associados a singularidade do sistema de coordenadas esféricas no Ártico (Griffies et al., 2004).

A escolha do sistema de coordenada vertical é um dos aspectos mais importantes na confecção de um modelo numérico. A sua escolha determina o potencial de representação de processos dinâmicos resolvíveis e não resolvíveis. O processo de definição do sistema de coordenada vertical a ser utilizado por um modelo numérico envolve estudos em diversos níveis desde formulação matemática das equações contínuas fundamentais até a implementação do esquema numérico. Atualmente não há claramente um sistema de coordenada vertical melhor para a aplicação em simulações climáticas oceânicas globais (Griffies, 2003). Cada um dos sistemas existente apresenta vantagens e desvantagens.

O MOM, desde a sua primeira versão, utiliza o sistema de coordenada  $z$  na vertical, que constitui em utilizar a distância de um nível qualquer na coluna em relação à superfície do oceano em repouso. Nesse tipo de sistema de coordenada vertical, a discretização das equações diferenciais governantes do modelo é facilmente

implementada; na aproximação de Boussinesq, o gradiente de pressão horizontal pode ser facilmente representado; a não linearidade da equação de estado da água do mar é clara e precisamente representada; e a camada de mistura superficial pode ser melhor parametrizada.

Modelos numéricos com coordenada vertical Z têm dificuldade em bem representar o contorno de fundo, caso as células mantenham a mesma espessura. No MOM 4.0, adotou-se a metodologia de Adcroft et al (1997) e Pacanowski & Gnanadesikan (1998), onde a espessura vertical de cada célula não tem que ser, obrigatoriamente, constante.

A representação da dinâmica e da física no interior do oceano, distante das camadas limites de fundo e laterais, requer grande cuidado em modelos de coordenada z e a utilização de um algoritmo de superfície livre, como o utilizado no MOM 4.0, impõe limitações nos desvios da elevação da superfície livre em relação nível de repouso, para evitar o desaparecimento de uma célula superficial da grade.

A descrição detalhada do modelo e sua formulação podem ser encontradas em Pacanowsky & Griffies (1999), Griffies (2004), Griffies et al (2004) e Griffies et al (2005).

#### **4.1 - Condições Iniciais e de Contorno**

A utilização de campos climatológicos de temperatura e salinidade, sem adição de fatores dinâmicos, implica, obrigatoriamente, em um tempo de *aquecimento do modelo*, isso é, aplicação das condições de contorno, cíclicas ou permanentes, até que o mesmo atinja estabilidade em seus resultados. Dependendo das dimensões do domínio espacial e da capacidade computacional disponível, o tempo requerido pode dificultar ou, até mesmo, inviabilizar a simulação.

Para contornar ou abreviar tal situação, pode-se recorrer ao emprego de campos *pré-aquecidos*, ou seja, um conjunto de dados que incluem, além de temperatura e salinidade, correntes e elevação do nível do mar. Dessa forma, com os campos dinamicamente balanceados, o tempo de aquecimento ou de estabilização torna-se sensivelmente menor. Na realização das simulações para este trabalho, foram utilizados campos iniciais provenientes do experimento ODASI.

O projeto empregou o MOM 4.0 como modelo oceânico, sendo a configuração aqui utilizada virtualmente a mesma. As simulações do ODASI tiveram como forçantes dados derivados do Climate Data Assimilation System I (CDAS1) do NCEP (Sun et al, 2006).

Neste trabalho, foram utilizados os campos tridimensionais de salinidade, temperatura e correntes, além da elevação do nível do mar, referentes a Janeiro de 1985, período no qual não foram registradas anomalias climáticas de grande escala.

Nas figuras de 4.1.1 e 4.1.2 são exibidos os campos de temperatura e salinidade para a profundidade de 5 m.

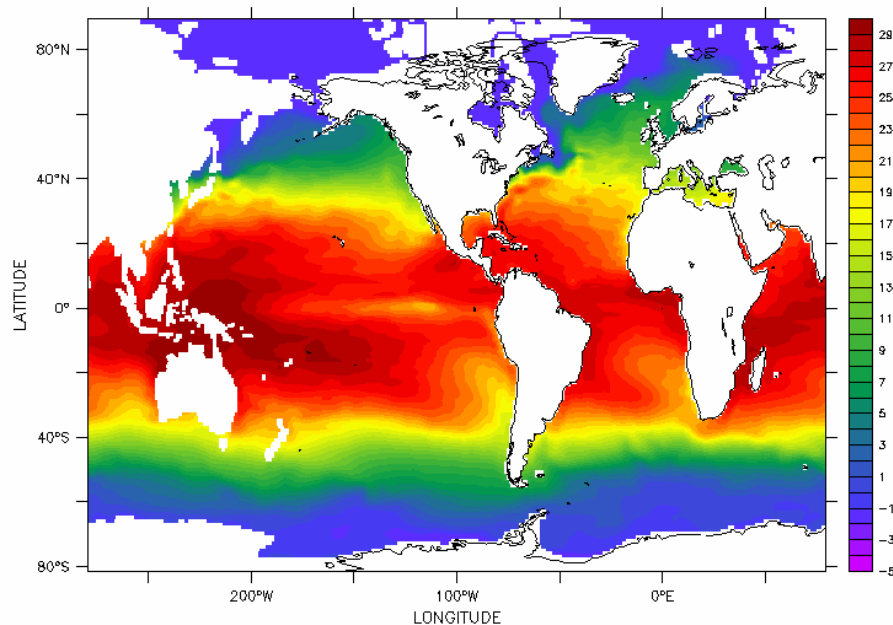


Figura 4.1.1 - Campo global de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), a 5 m de profundidade, utilizado como condição inicial do modelo.

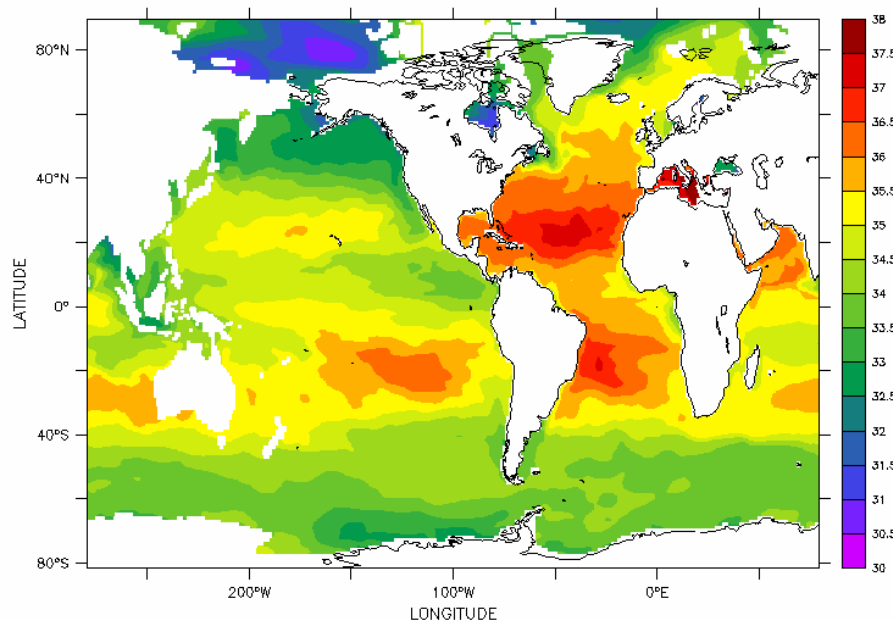


Figura 4.1.2 - Campo global de salinidade, a 5 m de profundidade, utilizado condição inicial do modelo.

Nas figuras 4.1.3 e 4.1.4 estão mostrados os campos de corrente global e para o Atlântico Sul, na profundidade de 5 m, respectivamente.

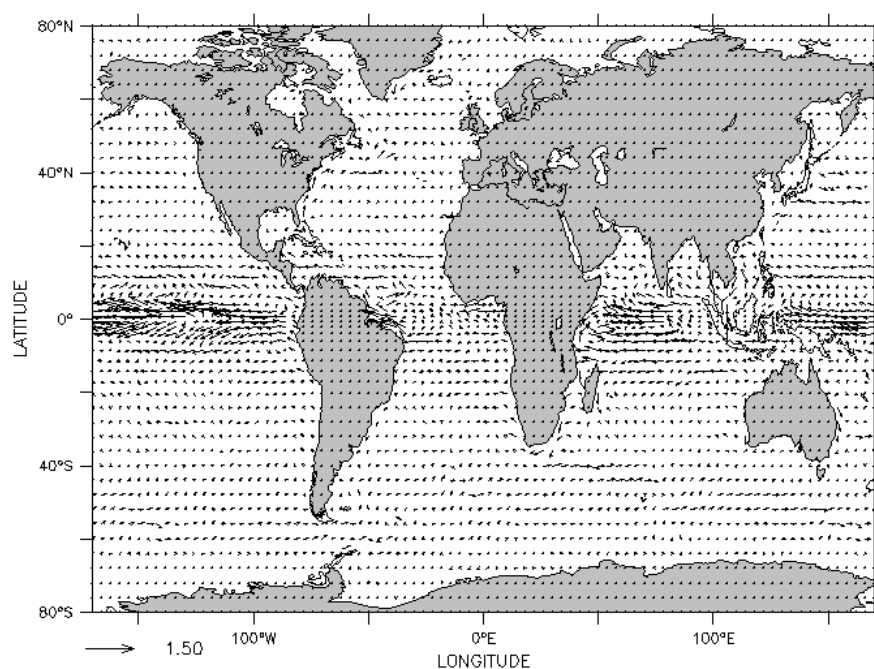


Figura 4.1.3 - Campo global de correntes (m/s), a 5 m de profundidade, utilizado para condição inicial do modelo.

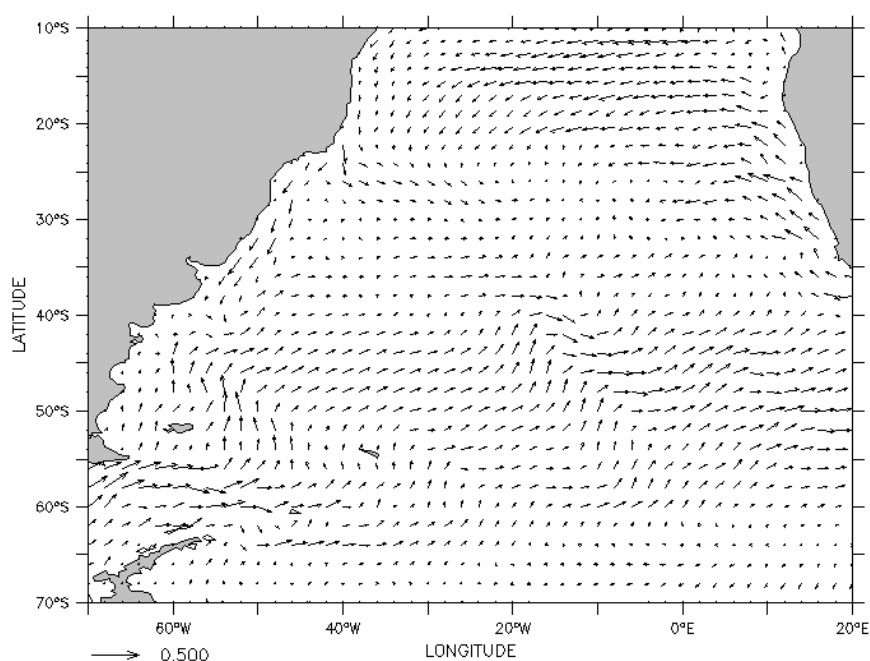


Figura 4.1.4 - Detalhe do campo inicial de correntes (m/s) a 5 m de profundidade para o Atlântico Sul.

Devido à natureza do projeto ODASI, suas condições de contorno de superfície não constituem um ciclo climatológico. Dessa forma, optou-se por utilizar aqui aquelas

calculadas para o projeto Ocean Model Intercomparison Project (OMIP), derivadas das reanálises (ERA) do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), sendo originalmente designadas como "OMIP-Forcing" e, doravante, aqui, OMIP.

Os resultados do OMIP são globais e determinados a partir da reanálise de 15 anos de dados (1979 e 1993). Na determinação do ciclo anual, foram obtidos valores diários para todo o período, que, posteriormente filtrados por um método gaussiano, resultaram em componentes de baixa e alta frequência. A componente de baixa frequência foi promediada mensalmente, determinando o ciclo anual básico. A esse ciclo, somou-se a componente de alta frequência relativa ao ano de 1982, ano escolhido por apresentar a maior variância média anual dentro do período considerado (Röske, 2001).

Para as simulações, os resultados de tensão de cisalhamento do vento (componentes zonal e meridional), fluxos de calor latente e sensível, radiação de onda longa e curta, balanço entre evaporação e precipitação e descarga de água doce continental são impostos, não sofrendo influência das soluções do modelo.

Nas figuras 4.1.5 e 4.1.6, pode-se verificar as condições médias do campo global de tensão de arrasto do vento para o mês de setembro e a diferença relativa aos meses de setembro e janeiro. Já na figura 4.1.7, vê-se um detalhe dessa diferença para o Atlântico Sul. Pode-se notar, através das figuras, a variabilidade temporal do vento, sendo, no mês de setembro, o arrasto do vento maior, especialmente nas regiões mais austrais.

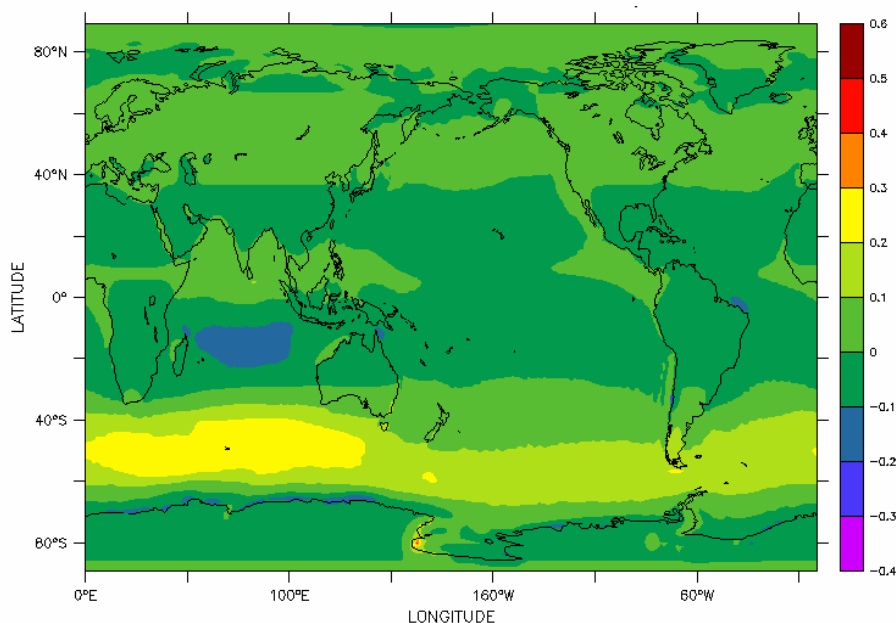


Figura 4.1.5 - Componente U da tensão de arrasto do vento ( $\text{N/m}^2$ ) para todo domínio de integração para o mês de setembro.

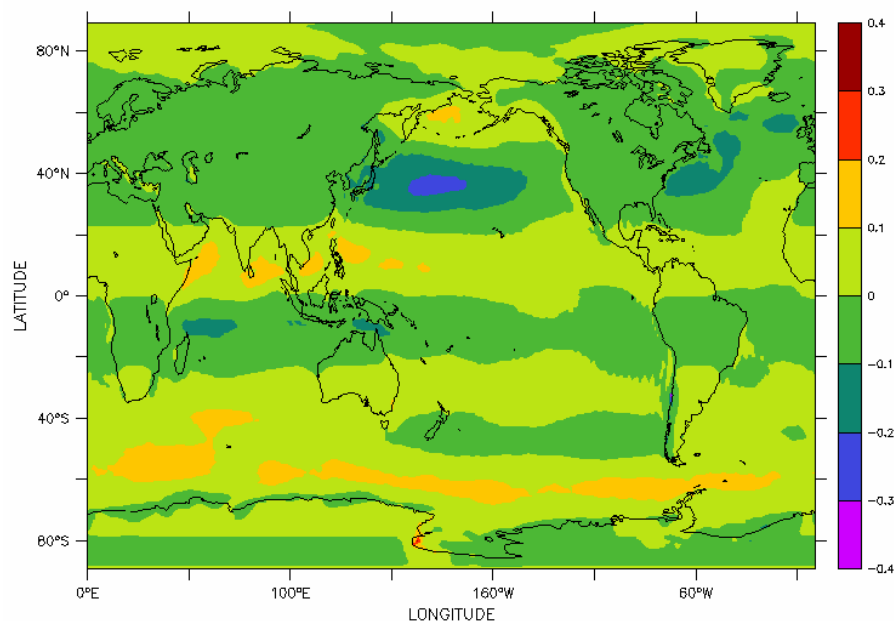


Figura 4.1.6 - Diferença da componente U da tensão de arrasto do vento ( $\text{N/m}^2$ ), entre os meses de setembro e janeiro, para todo domínio de integração.

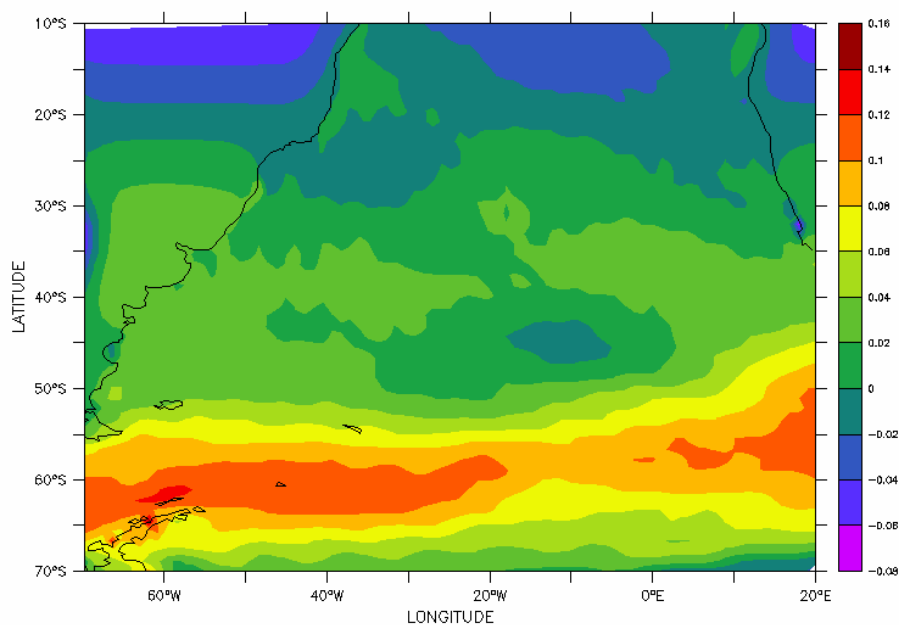


Figura 4.1.7 - Diferença da componente U da tensão de arrasto do vento ( $\text{N/m}^2$ ), entre os meses de setembro e janeiro, para a bacia do oceano Atlântico Sul, sendo possível observar-se a intensificação dos ventos na primavera.

Em relação ao ODASI, nota-se que, o conjunto de dados de vento do OMIP apresenta maior intensidade, notadamente nas regiões mais energéticas. Segundo Assad (2006), que utilizou os mesmos conjuntos de dados, as principais diferenças

estão localizadas no cinturão global entre 30° S e 60° S e nos oceanos Pacífico e Atlântico Norte, entre as mesmas latitudes.

Também derivadas do OMIP são radiações de onda curta e onda longa. As distribuições de suas médias anuais podem ser vistas nas figuras 4.1.8 e 4.1.9, respectivamente, assim com o balanço médio anual na figura 4.1.10. Por essa última, nota-se que, no hemisfério sul, o balanço de radiação (onda curta + onda longa, considerando-se que os dois valores têm sinais opostos) assume valores maiores que no hemisfério norte. Tomando-se médias por faixas de latitude (tabela 4.1.1), fica evidente que a maior diferença localiza-se nas regiões subtropicais.

Tabela 4.1.1 - Distribuição do balanço de radiação líquida média por faixa de latitude

faixa de latitude	radiação líquida média ( $\text{Wm}^{-2}$ )
90° N → 45° N	44,3
45° N → 0°	136,37
0° → 45° S	138,78
45° S → 90° S	59,36

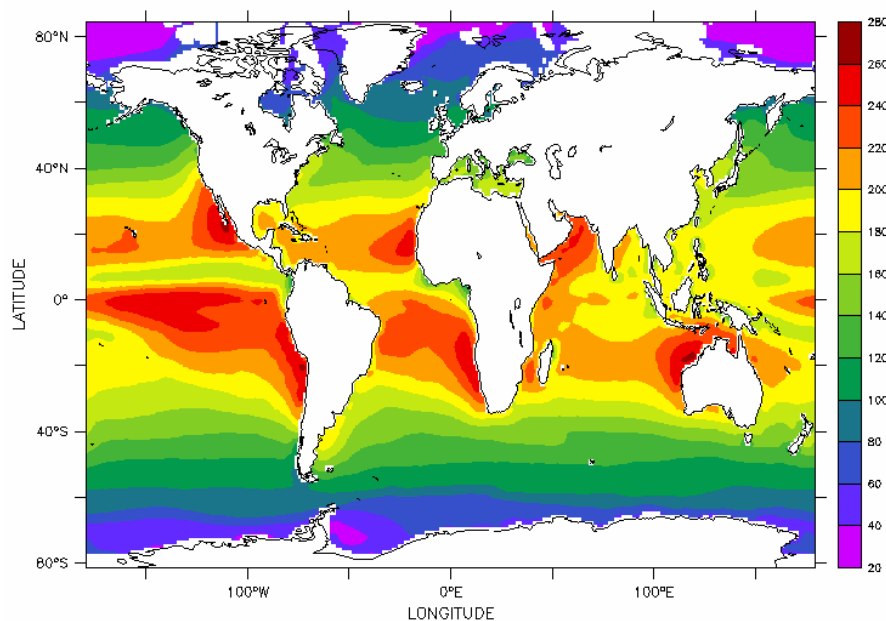


Figura 4.1.8 - Média global de radiação de onda curta ( $\text{Wm}^{-2}$ ) segundo os resultados do OMIP, utilizados como forçantes dos experimentos.



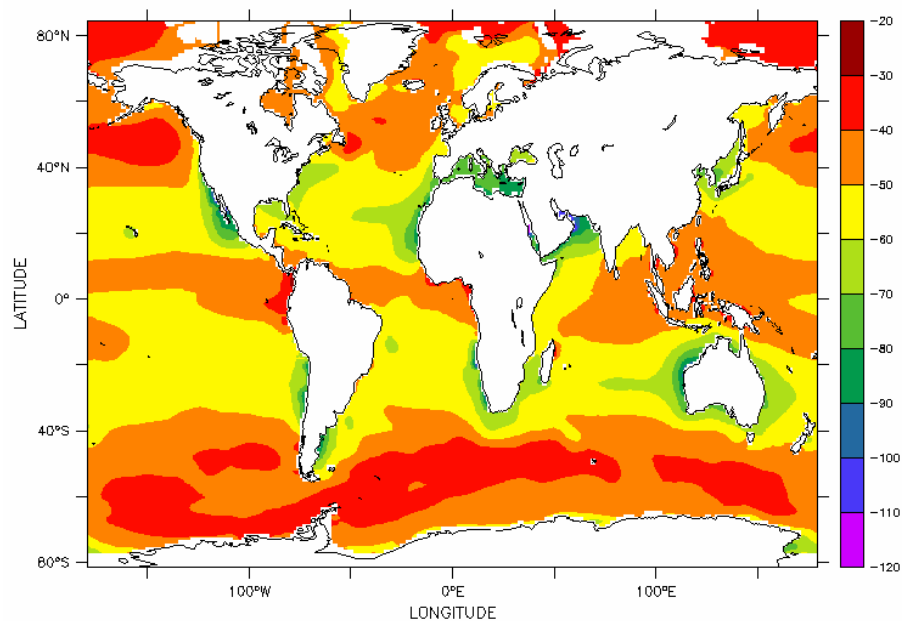


Figura 4.1.9 - Média global de radiação de onda longa ( $\text{Wm}^{-2}$ ) segundo os resultados do OMIP, utilizados como forçantes dos experimentos.

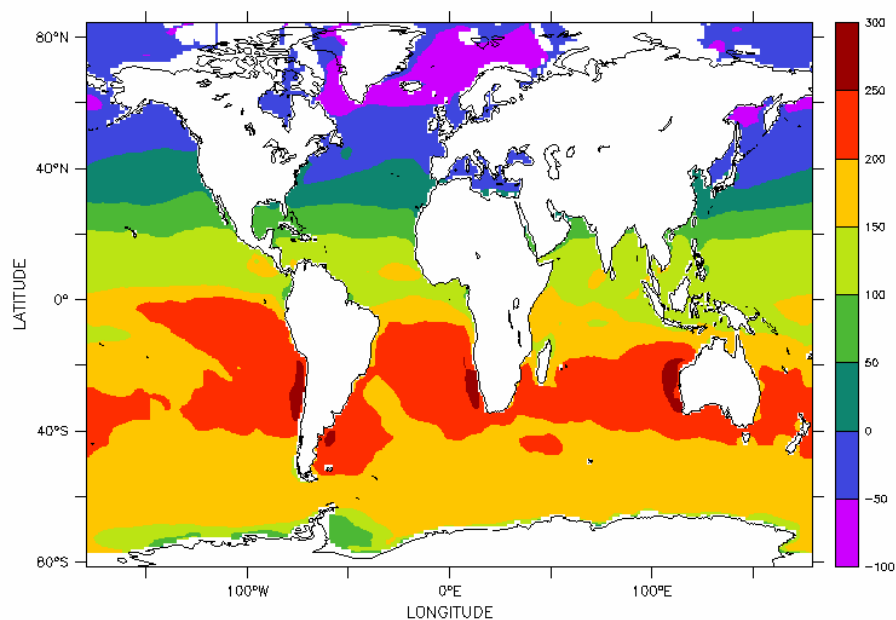


Figura 4.1.10 - Balanço médio global de radiação ( $\text{Wm}^{-2}$ ) segundo os resultados do OMIP.

Na figura 4.1.11, está mostrado o balanço mensal médio de radiação para dois pontos subtropicais nos hemisférios sul e norte. Nota-se que, embora quase perfeitamente simétricos, a média para o ponto austral é superior à do setentrional.

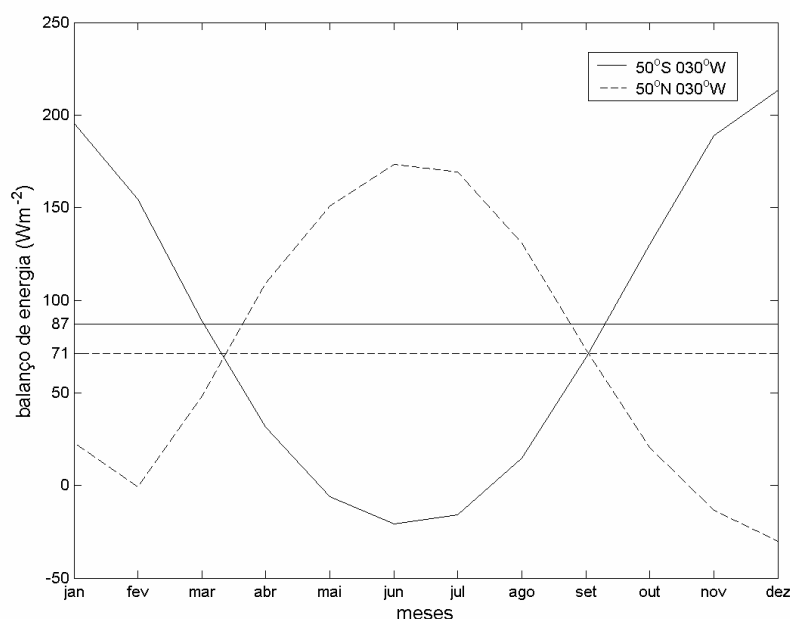


Figura 4.1.11 - Variação mensal do balanço de radiação ( $\text{Wm}^{-2}$ ) nos pontos de coordenadas  $50^{\circ}\text{S};030^{\circ}\text{W}$  e  $50^{\circ}\text{N};030^{\circ}\text{W}$ . As linhas retas indicam as médias respectivas.

## 4.2 - Configuração do modelo

A configuração básica do modelo segue a utilizada no projeto ODASI (Ocean Data Assimilation for Seasonal to Internnual Prediction), conduzido pelo CDEP/NOAA (Climate Development and Environmental Prediction Group) e utilizado por diversas instituições de pesquisa.

Embora integrado de forma global, o foco principal de interesse foi a bacia do Oceano Atlântico Sul, onde foram concentradas as análises. A principal vantagem dessa abordagem é que não existe a necessidade de imposição de condições de contorno laterais e as correntes nos limites da área de estudo são determinadas em conformidade com a dinâmica global.

Foi empregada uma grade tripolar com sistema de coordenadas esféricas usuais ao sul do paralelo de  $65^{\circ}\text{N}$  e com apenas um pólo numérico na região da Antártica. No Ártico, o esquema estabelece dois pólos situados sobre domínio terrestre, o que evita problemas na integração do modelo, permanecendo, no entanto, ortogonal (figura 4.2.1a). A resolução em latitude varia entre  $1/3^{\circ}$ , entre  $10^{\circ}\text{N}$  e  $10^{\circ}\text{S}$ ,

diminuindo, gradativamente, para  $1^\circ$  (figura 4.2.1b). A maior resolução na região equatorial deve-se à utilização da mesma grade empregada no ODASI, como forma de manter a maior semelhança possível entre as simulações. Em longitude, a resolução é constante e igual a  $1^\circ$ .

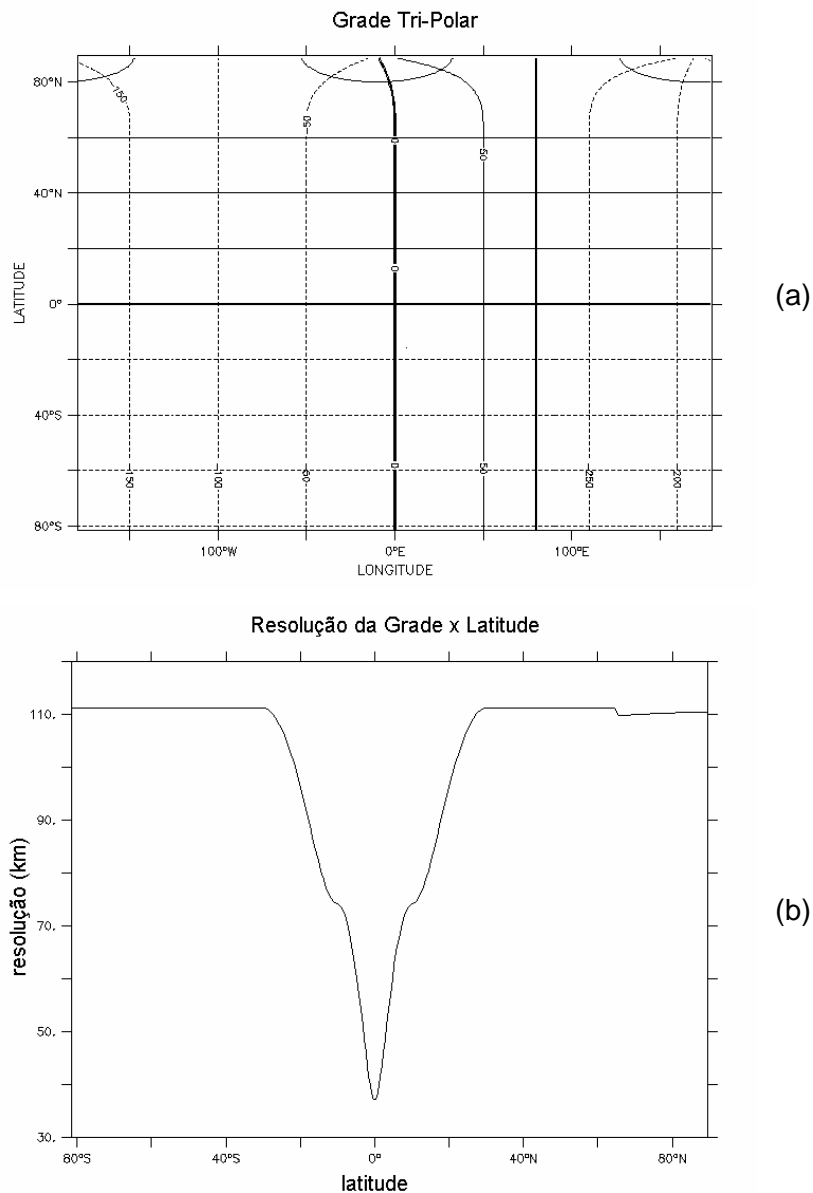


Figura 4.2.1 - Distribuição de latitudes e longitudes na grade tri-polar (a) e resolução da grade por latitude em km (b) utilizadas no modelo.

Na vertical, são utilizados 50 níveis (figura 4.1.2a), com espaçamento de 10 m entre 5 e 225 m (figura 4.1.2b), aumentando com a profundidade até um máximo de

5500 m. Na região da termoclina, entre 225 e 1000 m, a resolução varia entre 11 e 130 m.

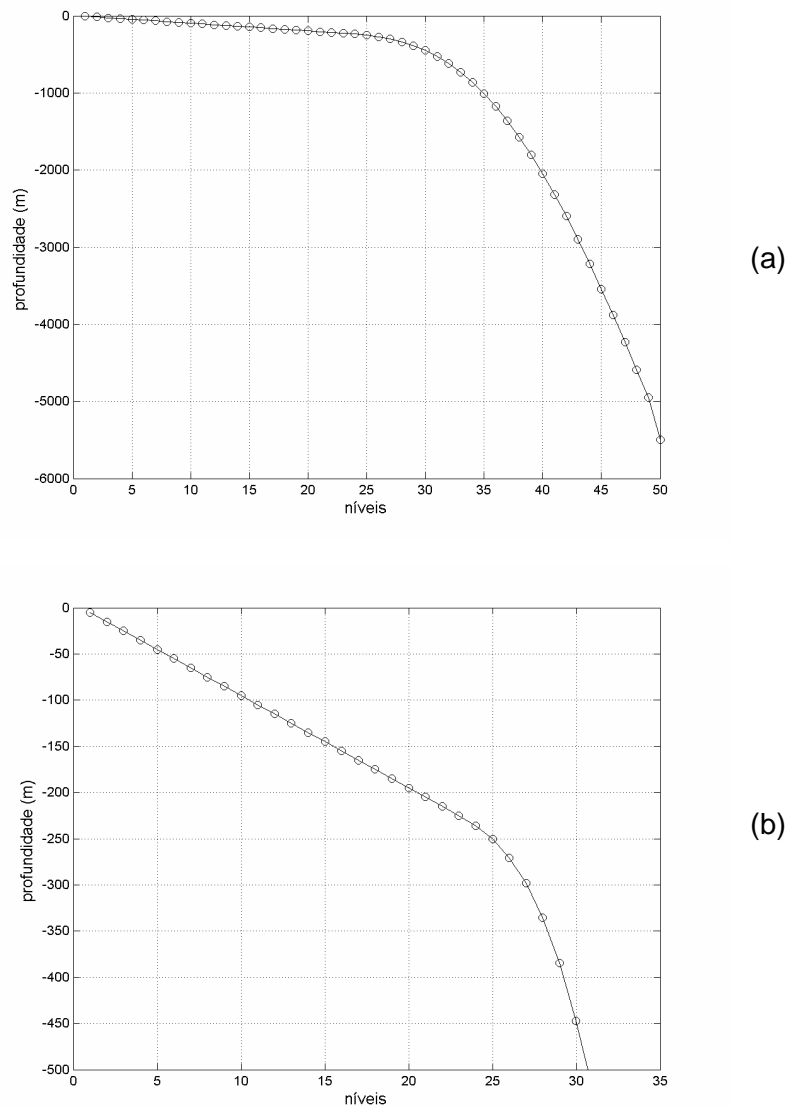


Figura 4.2.2 - Distribuição de níveis por profundidade (a), com detalhe dos níveis superiores (b).

A batimetria (figura 4.2.3) é mesma utilizada pelo Southampton Oceanography Center, sendo composta por dados de satélite (entre 72°S e 72°N), do International Bathymetric Chart of the Oceans (acima de 72°N) e do ETOPO-5 (abaixo de 72°S). A profundidade mínima considerada foi de 40 m. Uma vez que as equações do modelo são primitivas, seria possível resolver de forma satisfatória a dinâmica de plataforma continental. No entanto, relembra-se que a resolução espacial adotada irá restringir tais resultados.

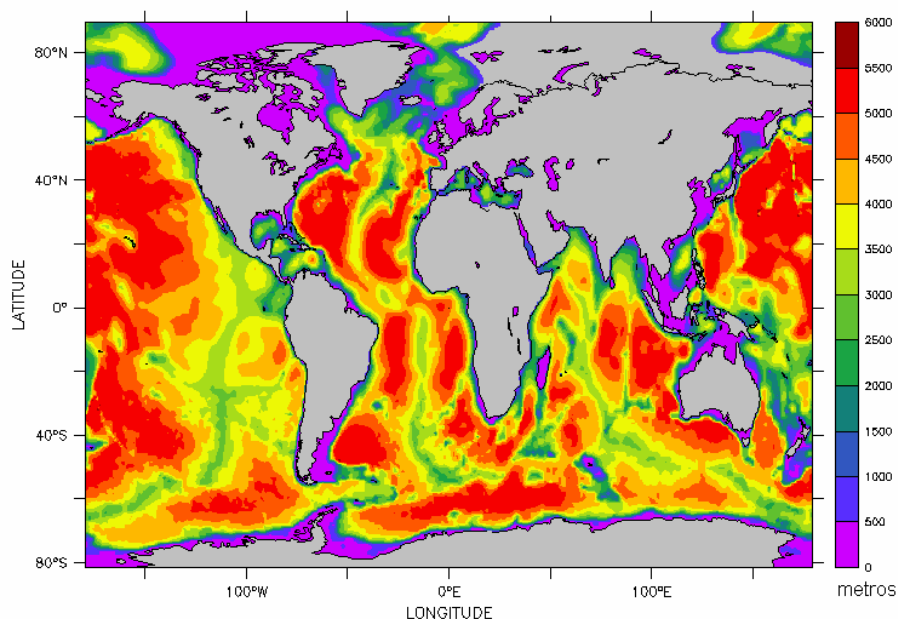


Figura 4.2.3 - Batimetria global utilizada nos experimentos, com profundidades em metros.

Os fluxos de superfície foram impostos a partir dos balanços entre radiação de onda longa e curta; entre precipitação e evaporação, aos quais foi adicionada a descarga de água doce proveniente dos continentes; e fluxos de calor latente e sensível. Destes, apenas os dois últimos têm frequência mensal, sendo os demais diários, assim como a atualização dos ventos.

Embora o experimento climático tenha sido iniciado com os campos pré-aquecidos, a utilização dos campos de vento do projeto OMIP resultou em um ligeiro desbalanceamento dinâmico do domínio. O modelo foi, então, integrado por 6 anos, tomando-se o último como representante do clima. Na figura 4.2.4, pode-se verificar a evolução mensal da energia cinética total para o domínio integral e para a bacia do oceano Atlântico Sul, para 5 anos de simulação, a partir do 2º ano. O primeiro ano foi excluído por apresentar condições típicas do pulso inicial (*overshoot*). As retas tracejadas representam as tendências de cada série.

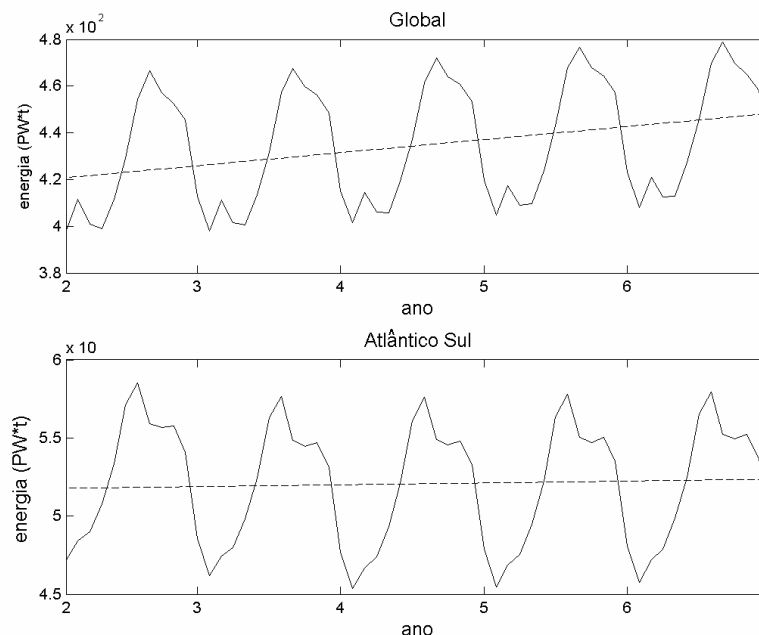


Figura 4.2.4 - Variação da energia cinética global (acima) e no Atlântico Sul (abaixo) entre o 2º e o 6º ano de simulação. Observa-se que enquanto há tendência de crescimento no domínio global, na região do AS a energia está, em termos práticos, estabilizada.

Nota-se que os padrões sazonal e anual são mantidos, embora, no domínio global, a tendência seja de crescimento da energia (parte superior do gráfico). Assad (2006) estimou que esse incremento é da mesma ordem de grandeza da diferença entre os campos de vento médio do OMIP e do ODASI.

No Atlântico Sul, além do padrão anual, há apenas um leve aumento da energia, da ordem de 0,2 PWs ( $1 \text{ PW} = 10^{15} \text{ Watt}$ ) entre o 5º e o 6º anos, indicando uma dinâmica quase estável.

Outra forma de verificação da estabilidade da simulação é a evolução de temperatura e salinidade médias. Na figura 4.2.5a, observa-se que a variação da diferença da média anual global da temperatura, para o mês de janeiro, em diversos níveis, a partir do 2º ano de integração, tende a zero, já a partir do 4º ponto, isso é diferença entre o 4º e o 5º anos. As médias de salinidade (figura 4.2.5b) ainda apresentam oscilações máximas da ordem de 0,01 ups, nos níveis mais próximos da superfície.

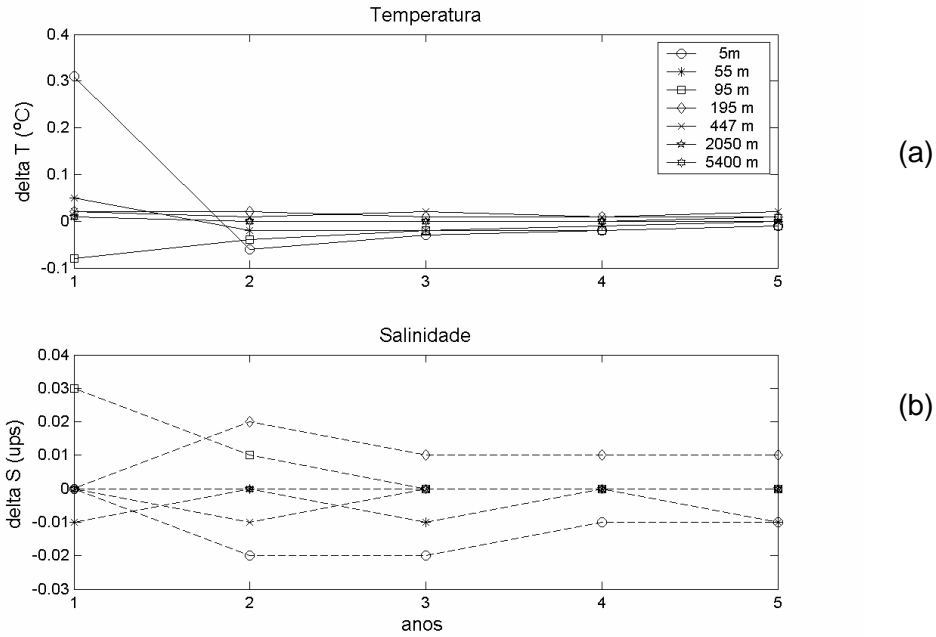


Figura 4.2.5 - Variação das diferenças entre as médias anuais globais de temperatura (a) e salinidade (b) para várias profundidades no mês de janeiro. O ponto 1 é referente a diferença entre os anos 1 e 2 e, assim, sucessivamente.

Para caracterizar tais variações na área de maior interesse, a CBM, o mesmo procedimento foi utilizado na região compreendida entre os paralelos 35 e 45° S e os meridianos 40 e 50° W (figura 4.2.6). De uma forma geral, as tendências são semelhantes às globais, com  $\partial T / \partial t$  apresentando maior tendência à estabilidade que  $\partial S / \partial t$ .

A conclusão é que, embora os resultados do modelo não estejam completamente estáveis, suas derivas são pequenas, não inviabilizando o emprego do 6º ano como controle para o experimento com anomalia.

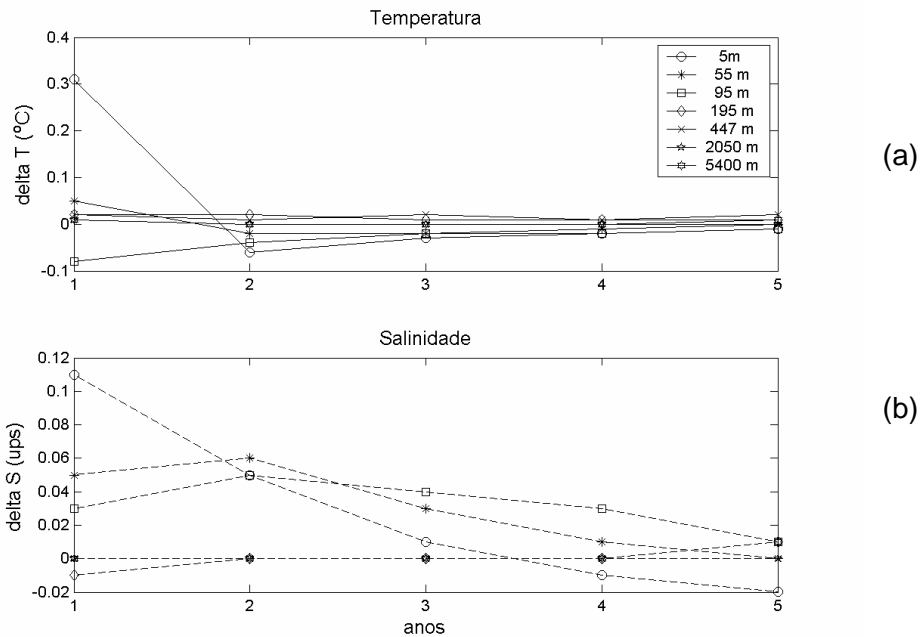


Figura 4.2.6- Variação das diferenças entre as médias anuais de temperatura (a) e salinidade (b) para várias profundidades no mês de janeiro na região da confluência subtropical.

### 4.3 - Geração da anomalia

Considerando-se o vento como uma importante forçante da CCA, como referido nos itens 2.1.2 e 3.1, para geração da anomalia no transporte dessa corrente no Estreito de Drake foi idealizado um pulso gaussiano agindo sobre a componente zonal do arrasto do vento, com distribuição temporal e espacial conforme mostrado nas figuras 4.3.1 e 4.3.2, respectivamente. Deve-se ressaltar que a anomalia foi truncada sobre a região do Atlântico, para evitar a introdução de energia adicional sobre a área de estudos e garantir que toda a variação observada seja fruto do aumento de transporte na CCA no Estreito de Drake. O pulso dessa forma gerado pode ser encarado com uma variação interanual, já que mantém os ciclos sazonais, principal fonte de variabilidade da região.

O valor máximo da anomalia do vento foi o dobro do valor climatológico, como forma de induzir uma variação da corrente capaz de, efetivamente, introduzir alterações na dinâmica da bacia do AS. Durante testes para determinação desses valores, verificou-se que anomalias menos intensas produzem efeitos análogos, sendo as respostas proporcionais à intensidade.



Smith et al (1994) citam que, em seus experimentos, obtiveram valores realísticos de transporte por artifícios numéricos e que, para evitar esse procedimento, dever-se-ia utilizar um modelo global ou, ao menos, de todo o oceano sul. Ainda que a alteração introduzida no experimento anômalo não reflita um sentido físico real, se considerada isoladamente, quer por sua forma localizada, quer por sua intensidade, torna-se plausível se tomada como parte de flutuações de grande escala, das quais apenas uma parcela foi avaliada.

Dessa forma, o modelo foi integrado por mais 2 anos (anos 7 e 8), sendo o último tomado para efeito de comparação com o clima (ano 6).

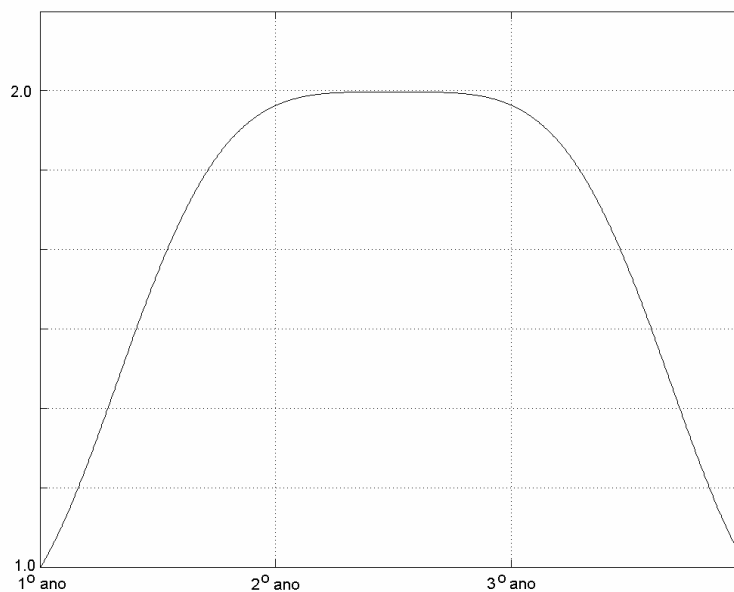


Figura 4.3.1 - Distribuição temporal do fator de multiplicação utilizado no campo de arrasto do vento para indução da anomalia de transporte no ED. O valor máximo está sobre o Oceano Pacífico, durante o segundo ano, o que corresponde ao 8º ano de integração.

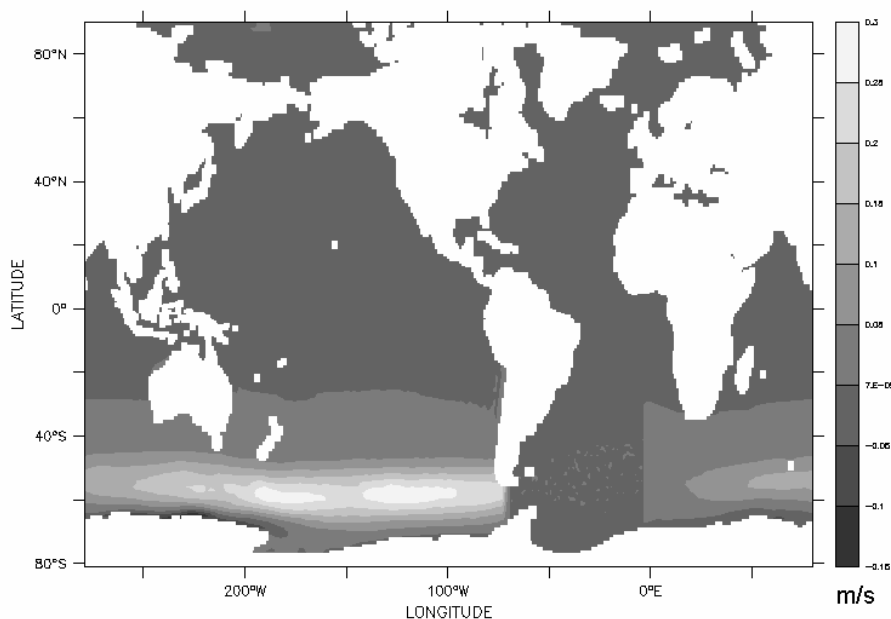


Figura 4.3.2 - Distribuição espacial da anomalia induzida no campo de arrasto do vento, para o mês de setembro do 2º ano do experimento (ano 8), notando-se a região de pico sobre o Oceano Pacífico e o truncamento sobre o Oceano Atlântico.

## 5 - Resultados e discussão

Para análise dos resultados, foram escolhidos os meses de janeiro e setembro, por apresentarem as maiores variações na grande maioria dos aspectos analisados. Além disso, sendo setembro o mês de transição entre o inverno e o a primavera no hemisfério sul, é aquele que impõe as características das massas d'água formadas. Em diversas situações, as distinções entre os resultados para os dois meses são pouco perceptíveis na comparação direta dos gráficos. Dessa forma, optou-se por, sempre que necessário, apresentar os resultados de apenas um dos meses e sua diferença para o outro período analisado.

### 5.1 - Climatologia do modelo

#### 5.1.1 - Circulação de Grande Escala

O modelo foi capaz de reproduzir as principais feições do Atlântico Sul descritas na literatura. Na figura 5.1.1, pode-se observar a circulação na profundidade de 50 m para o mês de janeiro. É possível perceber-se a Corrente do Brasil; a célula de recirculação ciclônica da CB, entre, aproximadamente, os paralelos 25 e 40°S; a célula de circulação ciclônica, junto à costa da África, entre as latitudes 10 e 20°S; a bifurcação da corrente sul equatorial, próxima ao paralelo 10°S; a confluência

subtropical, localizada em torno dos 40°S; a corrente das Agulhas; a corrente das Malvinas; e a corrente Circumpolar.

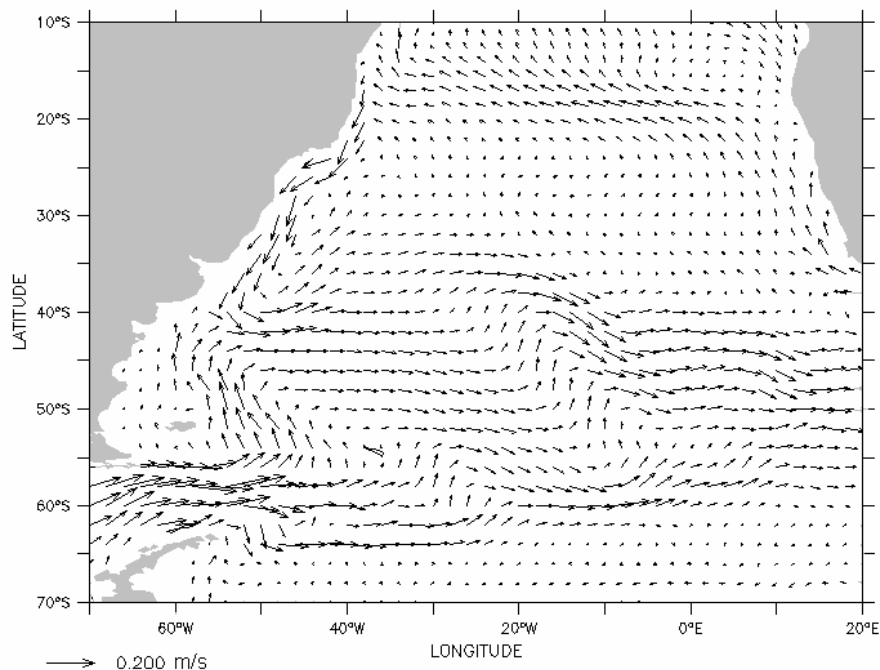


Figura 5.1.1 - Campo de correntes para a profundidade de 50 m, no mês de janeiro no experimento climatológico, onde é possível verificar-se a presença das principais feições de grande escala no AS.

Os campos de temperatura e salinidade, também para janeiro, podem ser visualizados na figura 5.1.2 e 5.1.3, respectivamente. Os campos derivados de modelagem, em geral, concordam com as climatologias normalmente utilizadas para condição inicial dos modelos, como, por exemplo, a Levitus (Levitus et al, 1994a,b), em boa parte do domínio, mas possuem diferenças significativas em alguns locais. Isso é particularmente notado nas regiões de formação de frentes superficiais intensas e no estreitamento das correntes de bordo oeste (Matano & Philander, 1993), nesse caso, a Corrente do Brasil.

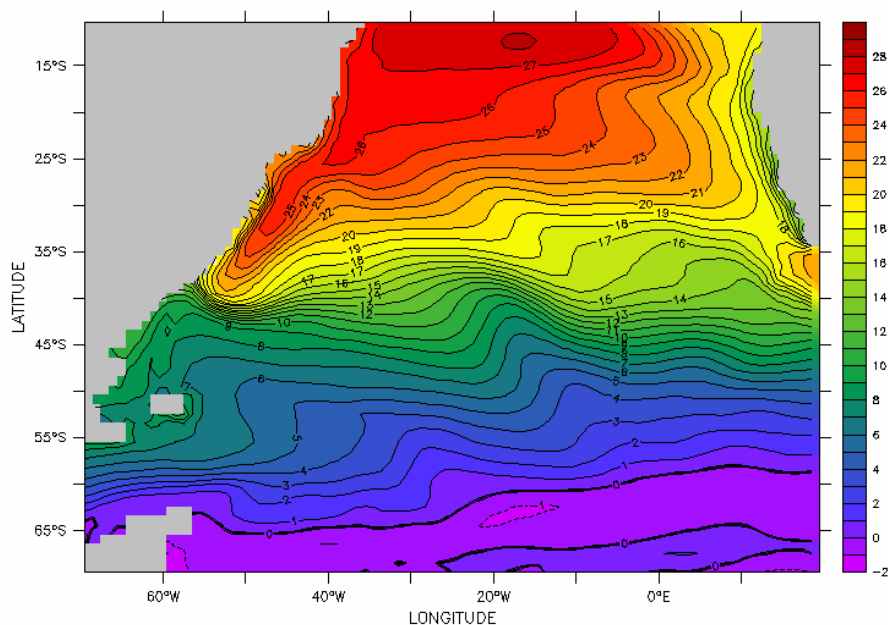


Figura 5.1.2 - Campo de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) do experimento climatológico para a profundidade de 50 m, mês de janeiro, mostrando padrões compatíveis com os descritos na literatura e evidenciando a região de intensos gradientes na CBM.

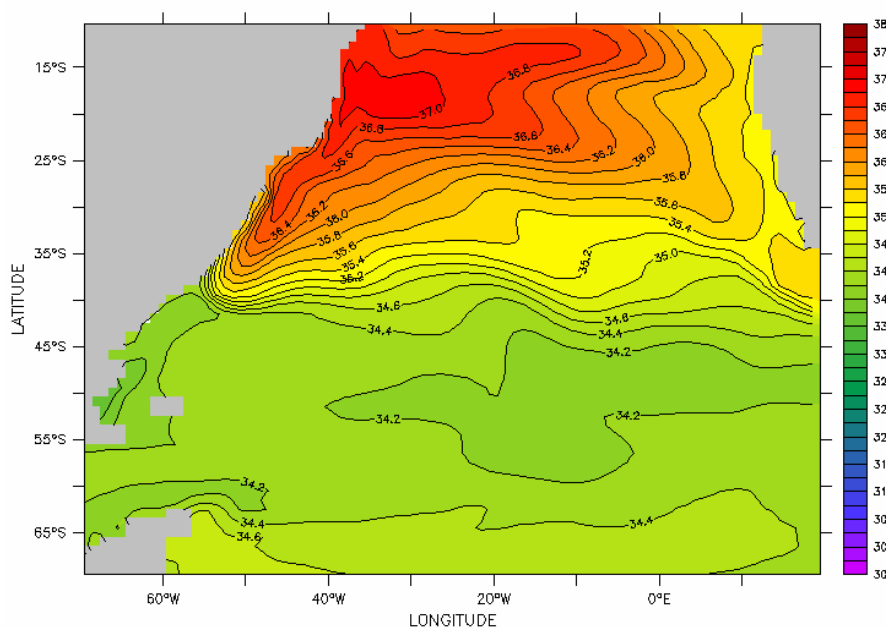


Figura 5.1.3 - Campo de salinidade do experimento climatológico para a profundidade de 50 m, mês de janeiro, salientando, também, o intenso gradiente associado à CBM.

### 5.1.2 - Bifurcação do Giro Subtropical

A latitude de bifurcação do giro subtropical varia sazonalmente e com a profundidade, sendo a primeira mais notável nos níveis de superfície, tendendo para sul no inverno e primavera e para norte nas outras estações. Nos níveis superficiais, o ponto de bifurcação está próximo aos 10°S, como pode ser visto na figura 5.1.1. Entre 50 e 500 m de profundidade, essa latitude varia entre 28 e 13°S, conforme indicado na tabela 5.1.1 abaixo.

Tabela 5.1.1 - Variação da latitude aproximada de bifurcação do giro subtropical em diversas profundidades.

profundidade (m)		50	100	200	300	400	500
latitude de bifurcação (°S)	janeiro	13	14	19	22	25	27
	abril	14	16	19	22	26	28
	julho	16	17	18	22	26	28
	setembro	17	17	19	23	24	27
	novembro	14	15	18	23	25	27

Na figura 5.1.4a, observa-se a linha onde a componente meridional de corrente é nula, para a profundidade de 50 m, no mês de setembro, marcando a bifurcação, estando as componentes meridionais de velocidade negativas, isso é, com rumo sul, ao norte e as positivas, com rumo norte, a sul da linha. Na figura 5.1.4b, é possível observar-se as latitudes dessa bifurcação junto à costa para as diversas profundidades, evidenciando sua variação com a profundidade.

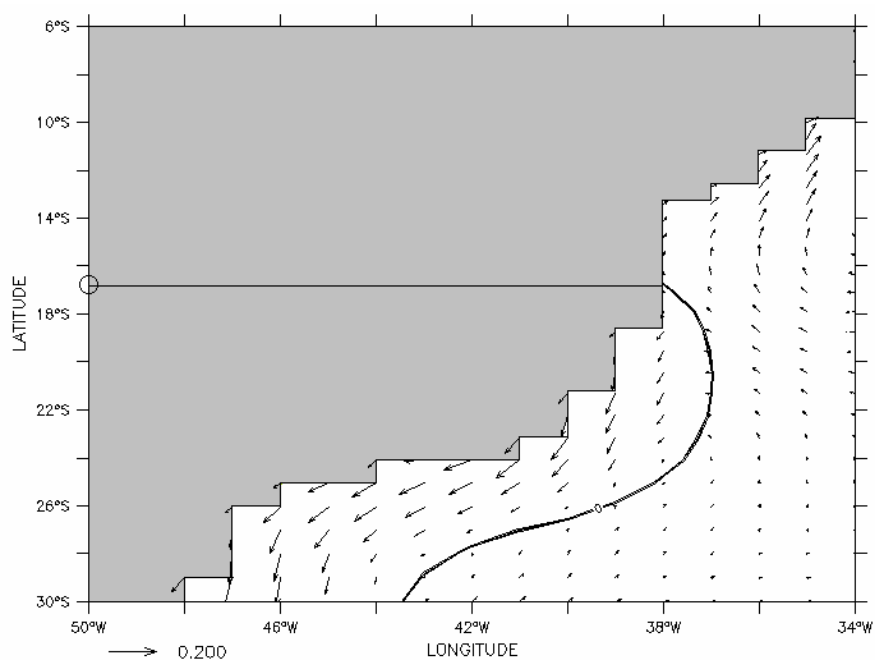


Figura 5.1.4a - Latitude de bifurcação do giro subtropical para o mês de setembro e profundidade de 50 m. O campo de correntes, dado pelas setas, evidencia a alternância da componente meridional nos setores ao sul e ao norte da linha.

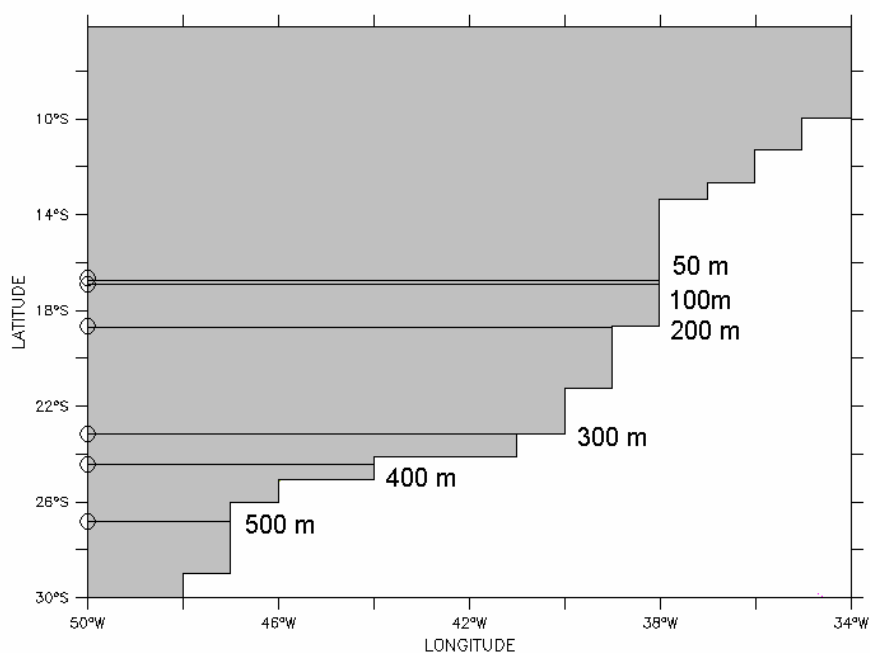


Figura 5.1.4b - Latitude de bifurcação do giro subtropical para o mês de setembro em diversas profundidades.

### 5.1.3 - Perfis Zonais de Correntes e Temperatura

No mês de janeiro, a estrutura vertical da componente meridional da corrente no paralelo 23°S apresenta dois núcleos distintos, com sentidos de propagação

opostos (figura 5.1.5). Na mesma figura, o campo de temperaturas associado, indica que a CB, cuja profundidade máxima está em torno dos 300 m, transporta para sul uma parte da Acas, compreendida entre as temperaturas de 18 e 11°C. Ao longo do ano, a estrutura da CB é levemente modificada também em sua largura. Já no paralelo 31°S, a componente meridional de corrente tem a mesma direção ao longo de, praticamente, todo o perfil (figura 5.1.6), transportando, além da ACAS, uma parte da Água Intermediária do Atlântico (AIA), conforme citado no item 2.2.1.

Comparando-se que o descrito no item anterior para a bifurcação do giro subtropical, verifica-se que há coerência nos resultados. A bifurcação, próximo à superfície, ocorre ao norte das latitudes nas quais se tomou os perfis e, assim, a componente meridional tem rumo sul em ambas. No nível de 400 m, esta bifurcação se dá ao sul do paralelo 24°S, tendo-se, dessa forma, um núcleo com rumo norte abaixo dessa profundidade na figura 5.1.5, referente ao paralelo 23°S. Já no paralelo 31°S, ao sul, portanto, daquele ponto, toda a coluna d'água tem rumo sul.

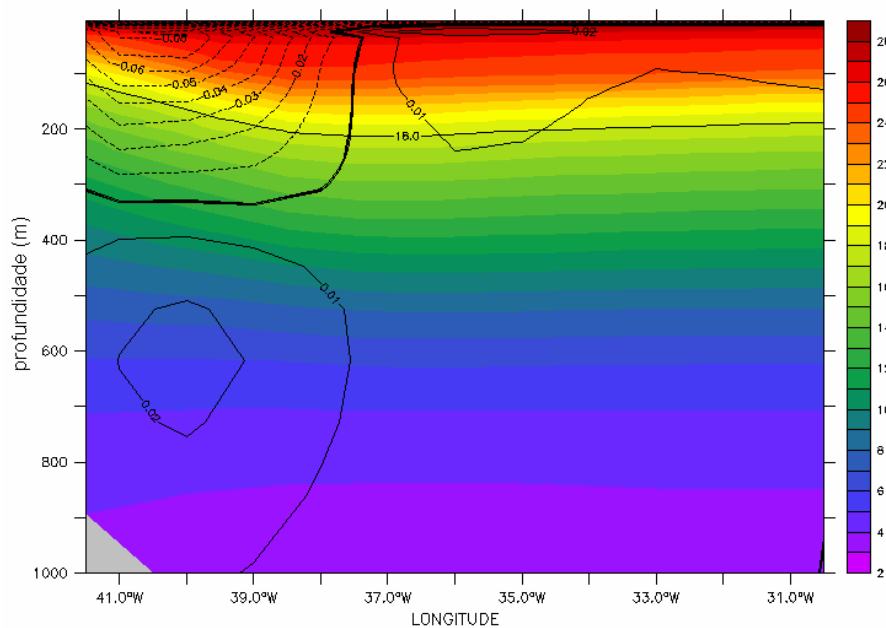


Figura 5.1.5 - Perfil vertical de temperatura (°C) e componente meridional de corrente (m/s) no paralelo 23°S para o mês de janeiro. A isoterma de 18°C marca o limite superior da ACAS.

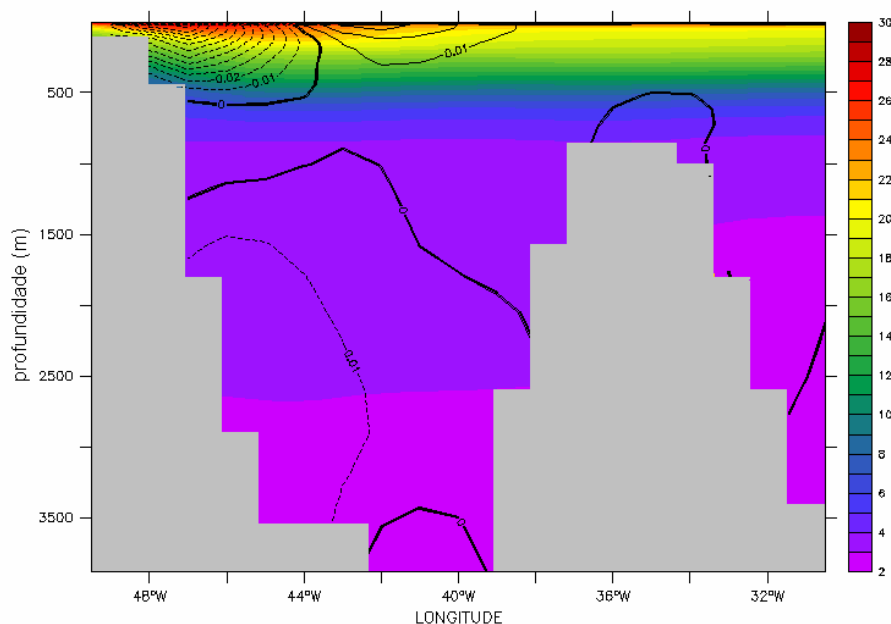


Figura 5.1.6 - Perfil vertical de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e componente meridional de corrente (m/s) no paralelo  $31^{\circ}\text{S}$  para o mês de janeiro.

Os perfis zonais para o mês de setembro, nas mesmas latitudes anteriores, apresentam estruturas verticais semelhantes aos de janeiro, com variações pouco mais acentuadas no campo de velocidades. Na figura 5.16, referente aos primeiros 250 m, para o paralelo  $23^{\circ}\text{S}$ , pode-se notar, além da variação superficial de temperatura, induzida pelas alterações sazonais dos fluxos de calor, os efeitos da variação da profundidade da camada de mistura junto à costa, com o resfriamento de até de  $2^{\circ}\text{C}$ , entre as profundidades até 80 m. Já no paralelo  $31^{\circ}\text{S}$  (figura 5.1.7), observa-se a diminuição progressiva da intensidade da Corrente do Brasil em profundidade no mês de setembro, assim como um aumento de cerca de 1 cm/s no ramo leste (com rumo norte) da célula de recirculação da CB, em sub-superfície.



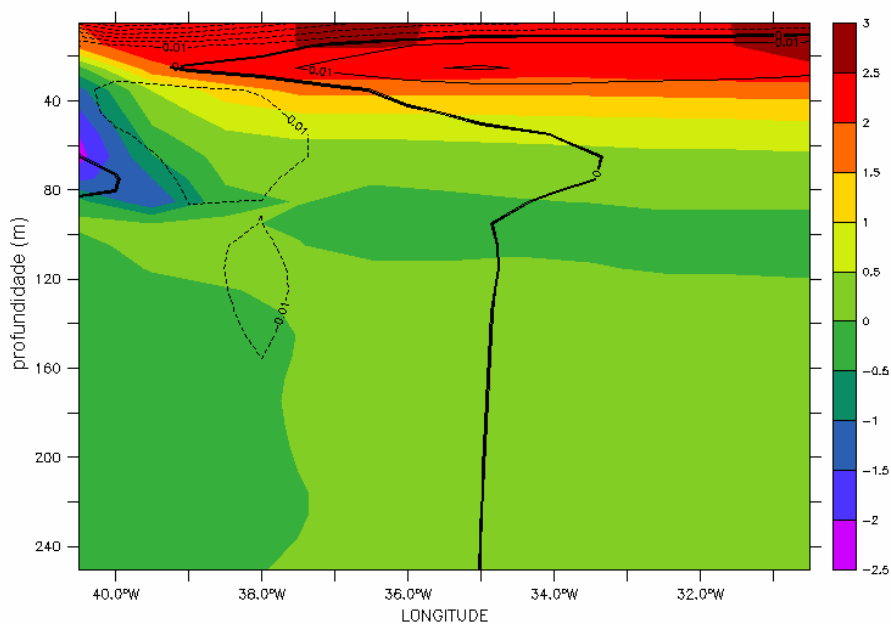


Figura 5.1.7 - Detalhe da diferença entre janeiro e setembro do perfil vertical de temperatura (em cores, °C) e componente meridional de corrente (isolinhas, m/s) no paralelo 23°S.

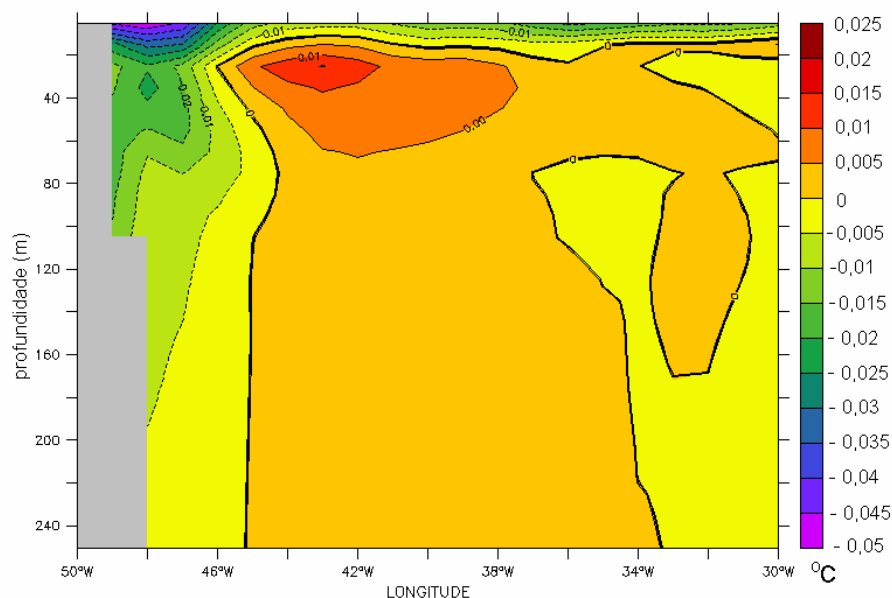


Figura 5.1.8 - Detalhe da diferença entre janeiro e setembro do perfil vertical da componente meridional de corrente (m/s) no paralelo 31°S.

Na tabela 5.1.2 estão listados os transportes, integrados até 300 m, e as velocidades máximas para cada mês nessas latitudes. Silveira et al (2000) compilaram diversos resultados de campanhas de medição, que mostram variações nos valores, especialmente devido à escolha do nível de referência. Embora os valores aqui

obtidos sejam climatológicos, não refletindo, portanto, uma situação específica, como ocorre nas campanhas oceanográficas, encontram-se dentro do intervalo mencionado.

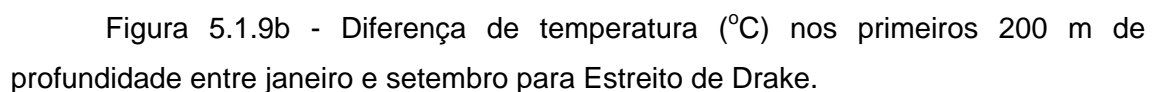
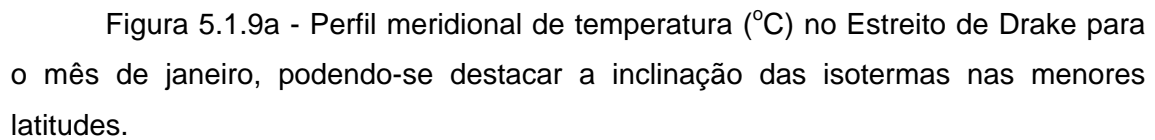
Tabela 5.1.2 - Transporte mensal da Corrente do Brasil nas latitudes 23 e 31°S

	23°S		31°S			23°S		31°S	
	transp (Sv)	v (m/s)	transp (Sv)	v (m/s)		transp (Sv)	v (m/s)	transp (Sv)	v (m/s)
jan	-4.72	-0,19	-16.29	-0,16	jul	-3.96	-0,12	-17.13	-0,10
fev	-5.40	-0,22	-15.62	-0,16	ago	-3.96	-0,13	-17.39	-0,11
mar	-5.33	-0,18	-16.18	-0,14	set	-3.92	-0,12	-17.31	-0,12
abr	-5.00	-0,15	-16.49	-0,14	out	-4.17	-0,15	-17.53	-0,13
mai	-4.44	-0,13	-15.36	-0,10	nov	-4.28	-0,18	-17.18	-0,14
jun	-4.12	-0,12	-15.70	-0,08	dez	-4.18	-0,17	-16.96	-0,15

#### 5.1.4 - Corrente Circumpolar Antártica e sua Variabilidade Espaço-Temporal

Na fronteira oeste da área de interesse, o Estreito de Drake, o perfil vertical de temperatura e salinidade exibe as características descritas na literatura (Matano & Philander, 1993; Klinck & Nowlin, 2001, por exemplo), ou seja, isotermas e isohalinas com gradiente acentuado e aproximadamente constante, em direção às menores latitudes. O gráfico 5.1.9a representa a seção meridional de temperatura no Estreito de Drake, para o mês de janeiro. A comparação com o resultado referente a setembro (figura 5.1.9b) indica diferenças primordialmente na camada superior, até 200m, com destaque para o núcleo entre os paralelos 63 e 65°S, onde a variação chega a 6°C.

O perfil meridional para a componente zonal da corrente no Estreito de Drake, correspondente ao mês de Janeiro, pode ser visto na figura 5.1.10a. É notável que o modelo determinou apenas um núcleo principal da CCA, localizada na porção setentrional do Estreito, em contraponto ao perfil meridional de transporte, que apresenta um pico secundário, na porção mediana do ED. Considerando-se a estrutura eminentemente barotrópica da CCA, o transporte integrado até o fundo é maior nos locais de maior profundidade. Dessa forma, o segundo pico no transporte está relacionado à profundidade local, maior na porção mediana do Estreito, e não à intensidade da corrente.



45

a distribuição horizontal de transporte concentrada junto ao continente americano é a que mais favorece a intensificação da CM, uma vez ser a porção mais a norte a que mais é desviada para formação daquela corrente. É de se esperar, portanto, maior intensidade da Corrente das Malvinas nos meses de inverno e primavera.

A velocidade máxima em superfície varia durante o ano, chegando a 0,18 m/s, aproximadamente, na primavera (figura 5.1.11a). As maiores intensidades, no entanto, estão concentradas na camada superficial e, após uma rápida diminuição, a corrente tende a decrescer monotonamente até o fundo (figura 5.1.11b).

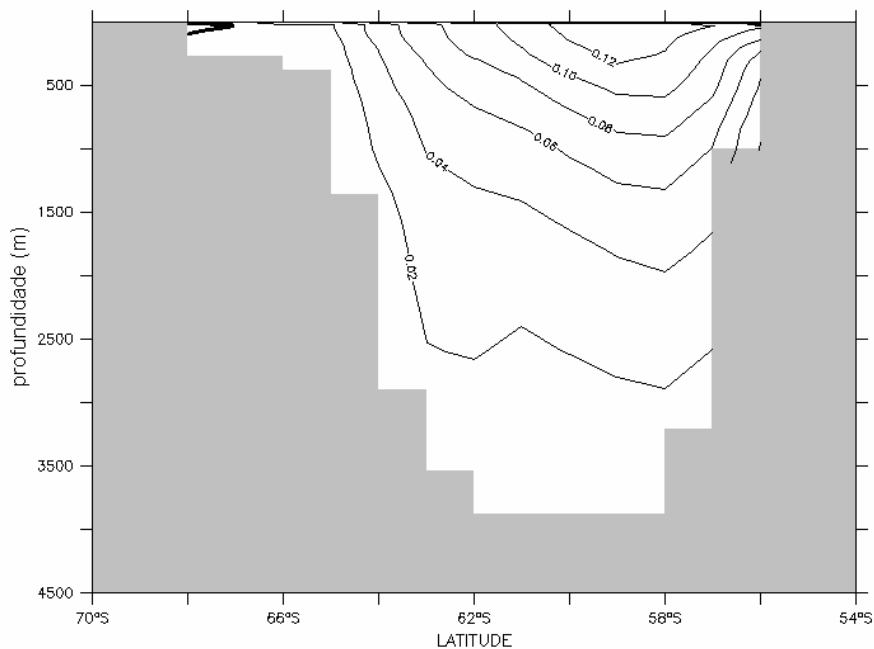


Figura 5.1.10a - Perfil meridional de intensidade da componente zonal de corrente (m/s) no meridiano 070°W.

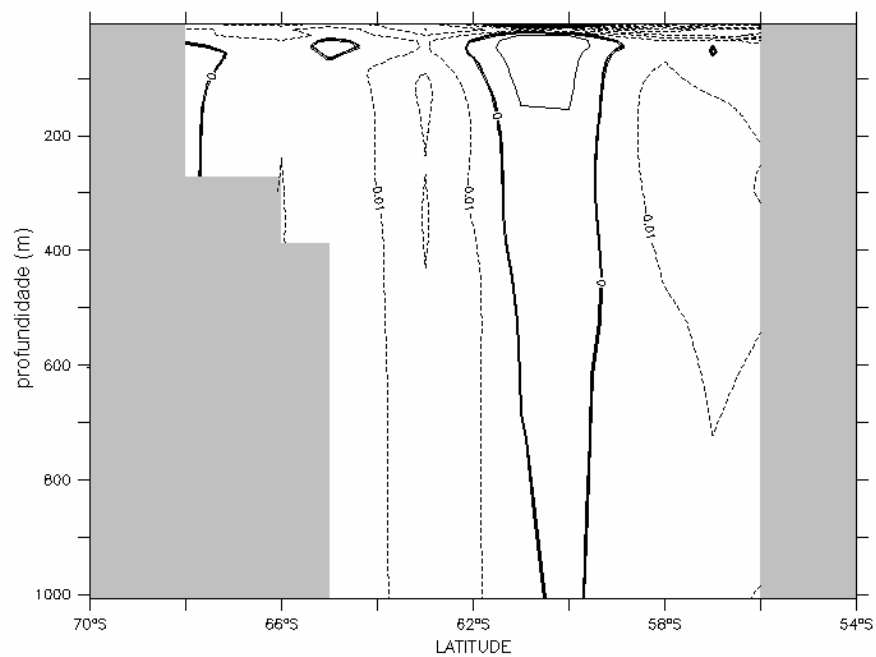


Figura 5.1.10b - Diferença de intensidade da componente zonal de corrente (m/s) no meridiano 070°W entre janeiro e setembro.

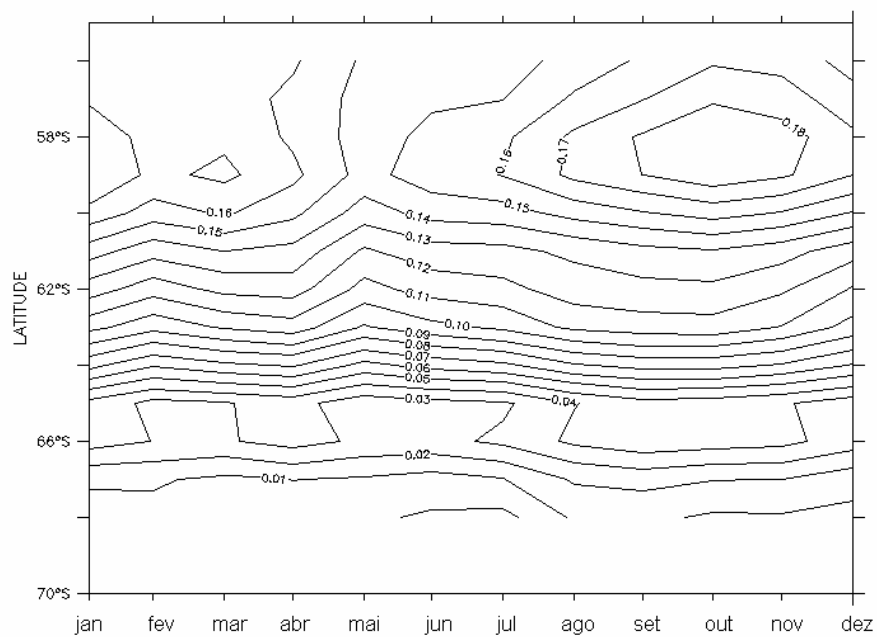


Figura 5.1.11a - Variação mensal da intensidade de corrente (m/s) superficial no Estreito de Drake.

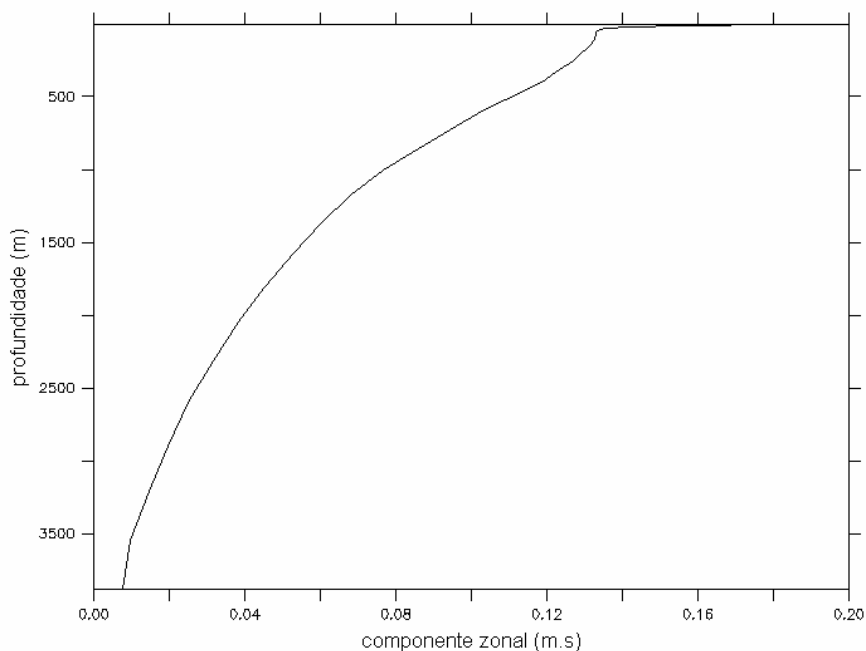


Figura 5.1.11b - Perfil vertical da componente zonal de corrente no ponto de coordenadas 57°S e 070°W.

Os resultados do experimento climatológico indicaram um valor médio de 144,4 Sv para o transporte da CCA no estreito de Drake, com valores entre 138,2 (janeiro) e 149 Sv (setembro). A variação mensal pode ser vista nas figuras 5.1.12a e b. Tanto a média, quanto o valor máximo, são maiores que os correspondentes encontrados no experimento CM2.1\_H5 (126,2 e 140,1 Sv), mas as variações relativas são menores, já que, naquele experimento, a média dessa variação foi de 14 Sv. O gráfico indica, ainda, a presença de ciclos anual e semi-anual, este com máximos em abril e setembro, sendo o último o principal.

Os resultados das medições de Whitworth & Peterson (1985) na CCA têm como média em 123 Sv, com desvio padrão de 10,5 Sv. No entanto, os mesmos autores relatam ocasiões em que flutuações da ordem de metade do valor médio em períodos menores que um mês. Em termos de modelagem, Gan et al (1998) forçaram seus experimentos com transportes máximo e mínimo de 60 e 140 Sv, respectivamente.

O transporte da CM no paralelo 52°S exibe ciclos semelhantes aos do Drake, porém com valores absolutos menores. Na tabela 5.1.2 pode-se observar os valores de transporte para as duas correntes no decorrer do ano, estando os resultados de acordo com os compilados por Maamaatuaiahutapu et al (1993) para a região.

Tabela 5.1.3 - Transporte mensal (Sv) da CCA no Estreito de Drake e da CM no paralelo 52°S

mês	Drake	CM	mês	Drake	CM
janeiro	138.3	67.76	julho	147.5	71.45
fevereiro	140.6	67.73	agosto	148.9	70.28
março	143.7	68.64	setembro	149.4	71.09
abril	144.3	69.13	outubro	149.1	70.52
maio	144.1	69.17	novembro	144.7	69.39
junho	145.1	69.39	dezembro	140.0	67.64

A comparação entre o transporte no Drake e o da CM pode ser vista na figura 5.1.12a. Para facilidade de visualização, na figura 5.1.12b, as séries foram normalizadas por seus respectivos máximos, podendo-se notar que os ciclos são coerentes, com exceção do mês de julho, onde existe um máximo na CM.

Tomando-se o transporte devido ao vento local (figura 5.1.13), dado por  $V_e = \frac{-\tau_x^0}{\rho f}$ , onde  $\tau_x^0$  é a componente zonal da tensão do vento na superfície,  $\rho$  é densidade média da água (1025 kg/m<sup>3</sup>) e  $f$  é o parâmetro de Coriolis ( $f = 2 \Omega \sin \varphi$ , sendo  $\varphi$  a latitude), verifica-se que existe um pico significativo no mês de julho. Dessa forma, verifica-se que o transporte da CM tem, também, influência local. No entanto, não foi possível estabelecer-se uma correlação entre a redução da intensidade nesse local, durante o mês de junho, e o transporte da CM.

Em estudos numéricos de área limitada para o Atlântico Sul, os transportes têm que ser impostos, sendo que, via de regra, o transporte no estreito de Drake é determinado com igual valor ao da passagem entre o sul da África e a Antártica. Neste trabalho, tais valores são determinados pela dinâmica global.

A variação de velocidade de superfície no extremo leste do domínio de interesse, o meridiano 20°E, pode ser vista na figura 5.1.14. A estrutura horizontal apresenta um núcleo, com intensidades que chegam a 0,14 m/s, com direção leste e duas porções com direção contrária, estando a corrente das Agulhas, com intensidades de até 0,08 m/s, localizada junto à África. Nota-se que, ao contrário das demais, há pouca variação temporal na intensidade da corrente junto à Antártica.

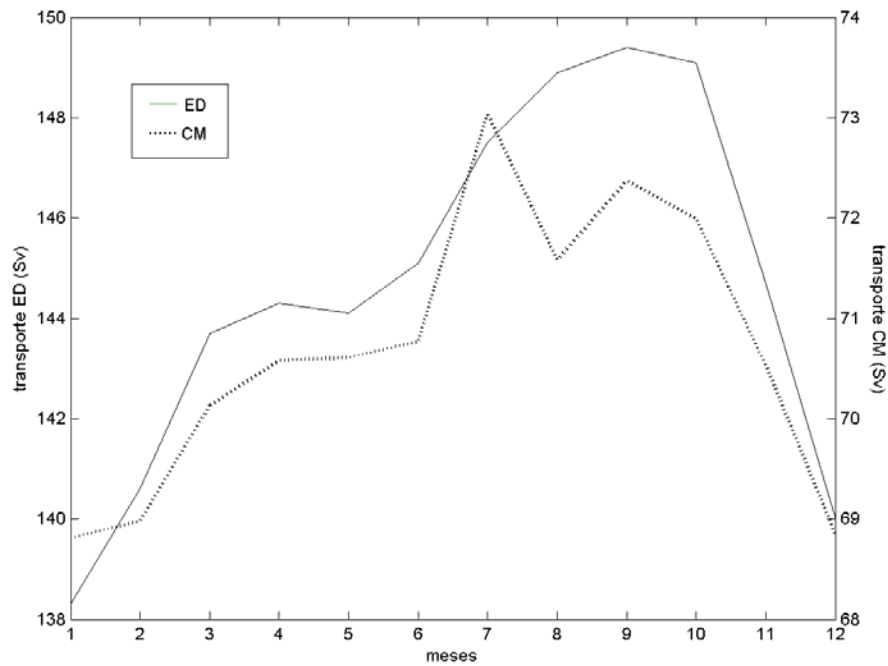


Figura 5.1.12a - Comparação entre o transporte no Estreito de Drake (linha cheia, valores à esquerda do gráfico) e da CM (52°S) (linha tracejada, valores à direita do gráfico) para o experimento climatológico.

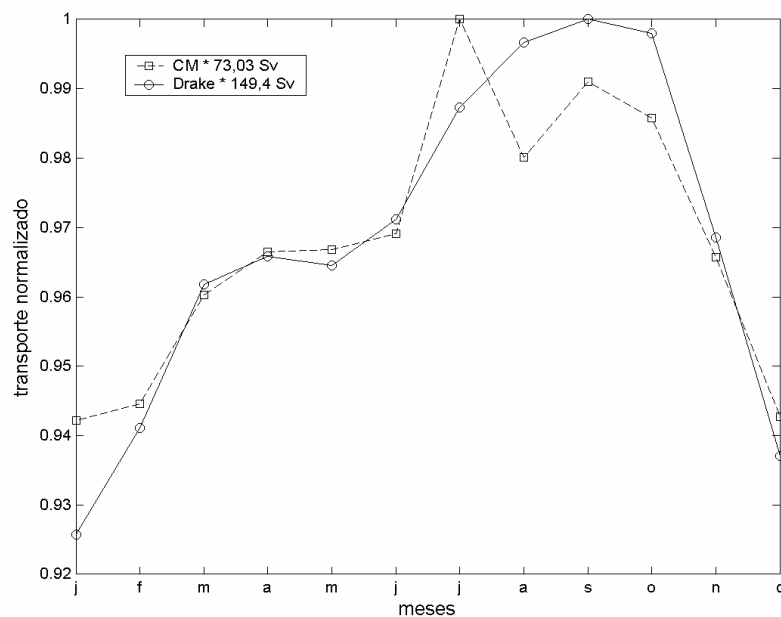


Figura 5.1.12b - Transporte normalizado pelos máximos no Estreito de Drake (linha cheia) e na CM (52°S) (linha tracejada) para o experimento climatológico.



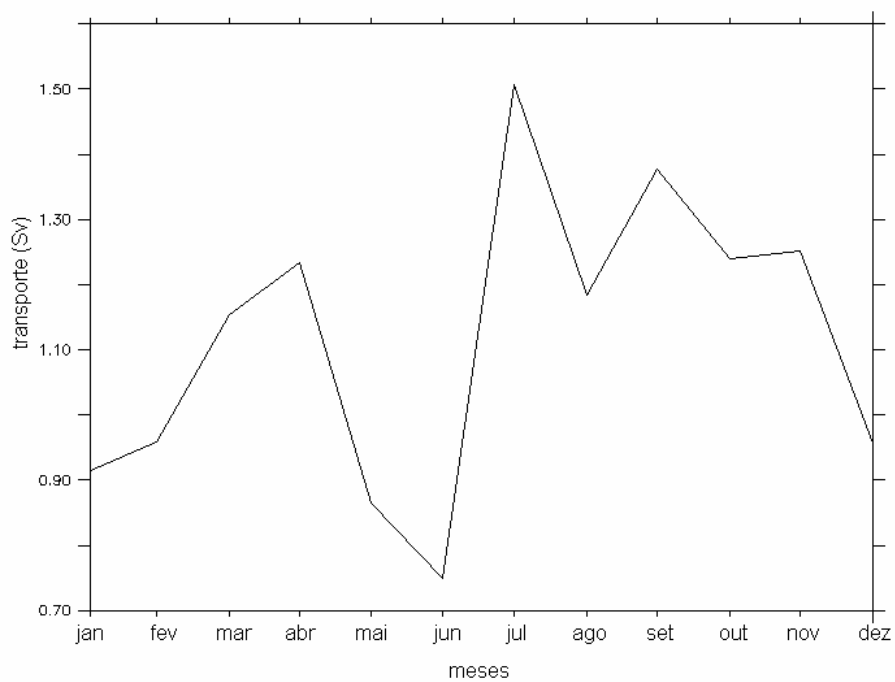


Figura 5.1.13 - Variação mensal do transporte de Ekman para a região da CM no paralelo 52°S.

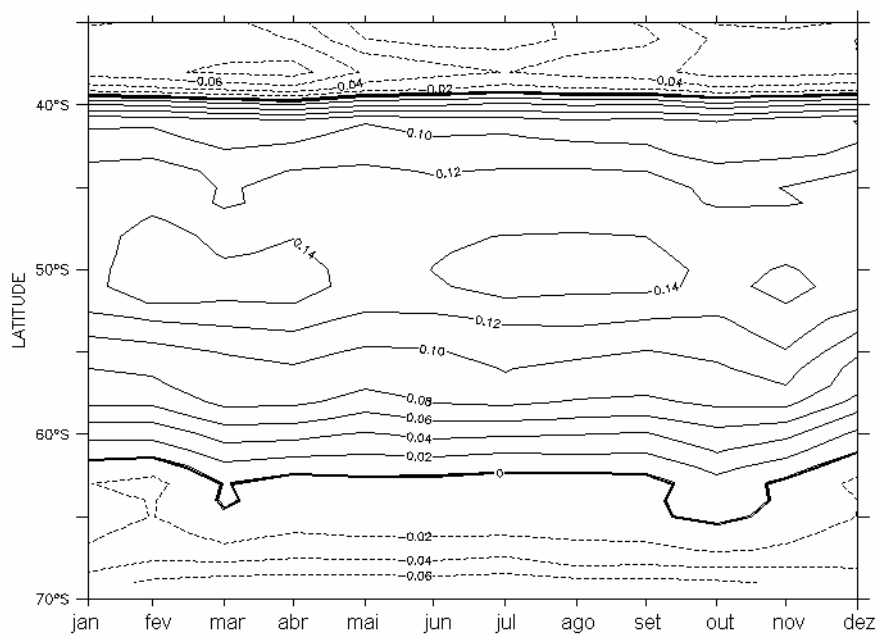
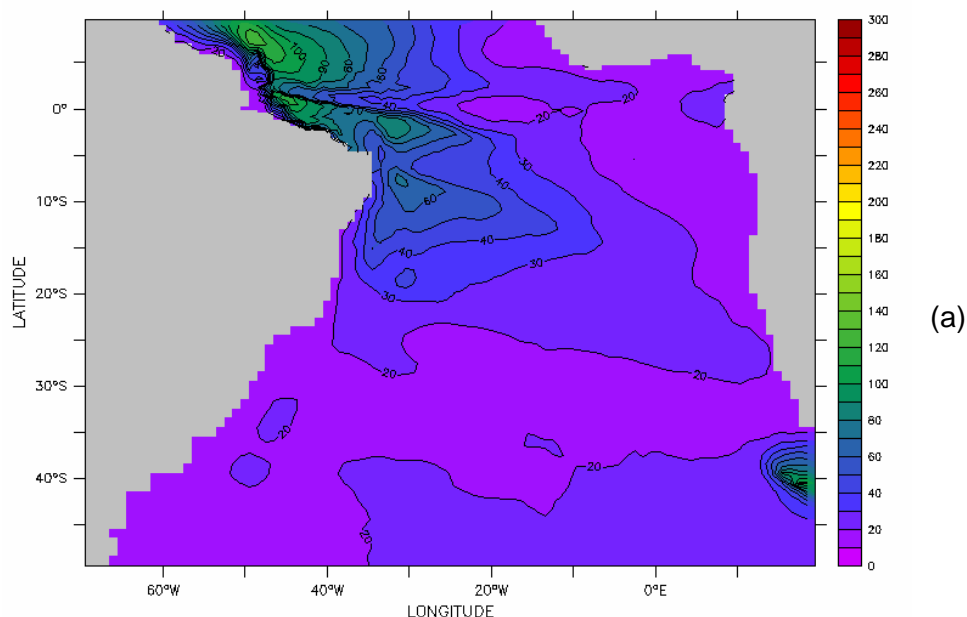


Figura 5.1.14 - Variação anual da velocidade de superfície no meridiano 20°E. As porções extremas norte e sul, com sentido oeste, são referentes à Corrente das Agulhas e à recirculação junto ao continente antártico.

### 5.1.5 - A Camada de Mistura Superior do Oceano

A camada de mistura superior do oceano é definida como a região onde a interação entre o oceano e a atmosfera geram turbulência suficiente para mistura da água, tornando o perfil de temperatura e salinidade homogêneo. Para determinação de sua profundidade são usados, em geral, dois métodos, embora vários outros existam na literatura, como o citado por Thompson (1976). O primeiro é baseado no gradiente de uma propriedade, usualmente, temperatura ou densidade, assumindo-se valores entre 0,02 e 0,05°C/m e 0,005 e 0,015 unidades de  $\sigma_t$ , respectivamente. No segundo, utiliza-se um valor crítico de diferença em relação à superfície, como, por exemplo, 0,5 a 1,0°C e 0,125  $\sigma_t$  (Sprintall & Cronin, 2001). No código do MOM 4.0, a profundidade de camada é determinada em termos de diferença de flutuabilidade (*buoyancy*) por unidade de massa e considerada como sendo o nível onde essa variação é de 0,0003 m.s<sup>-2</sup> em relação à superfície. O emprego de outro método poderia levar a resultados diferentes, em termos absolutos. Porém, uma vez que estão sendo analisadas variações relativas, esse critério foi o utilizado.

Nos resultados, a camada de mistura varia consideravelmente, tanto no tempo, como no espaço, em toda a área analisada. Na área de formação da ACAS, abaixo dos 30°S, sua profundidade vai de 20 m, em janeiro (figura 5.1.15a), a 130 m, em setembro (figura 5.1.15b), final do inverno no hemisfério sul. Na figura 5.1.16, pode-se avaliar, em maiores detalhes, o ciclo anual da profundidade de camada de mistura ao longo do paralelo 35°S, com seu aprofundamento nos meses de inverno e início de primavera e tendência a menores profundidades no verão.



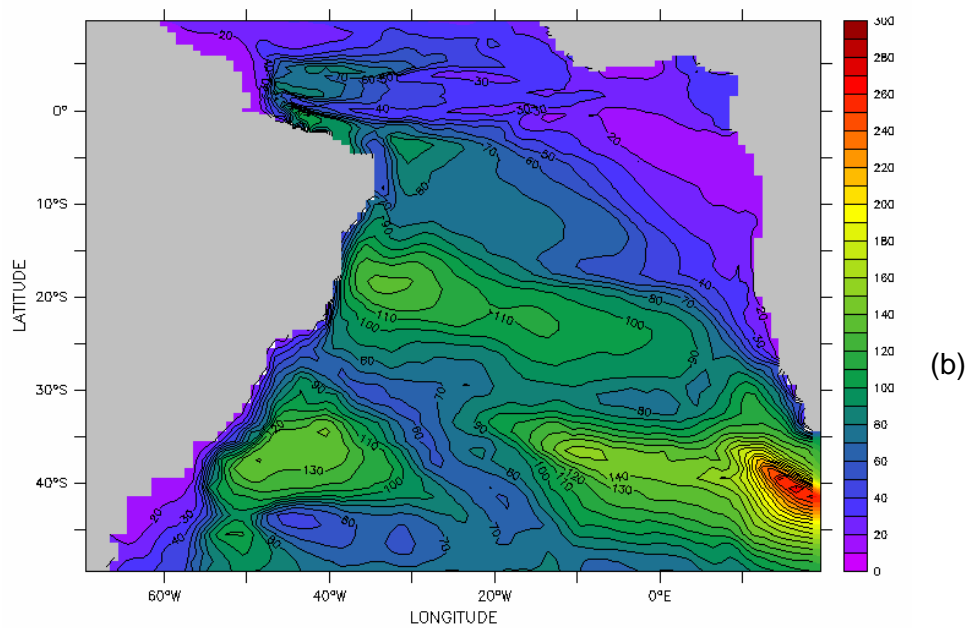


Figura 5.1.15 - Profundidade da camada de mistura superior do oceano para os meses de janeiro (a) e setembro (b).

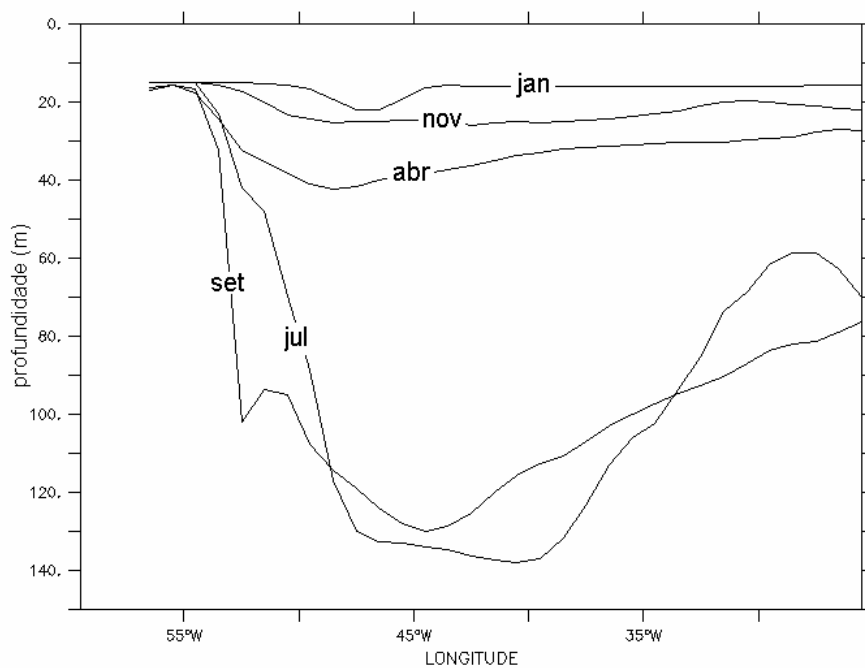


Figura 5.1.16 - Variação da profundidade da camada da mistura para os meses de janeiro, abril, julho e setembro ao longo do paralelo 35°C.

### 5.1.7 - A Água Central do Atlântico Sul (ACAS)

O limite superior da ACAS pode ser estimado pela profundidade onde a isoterma de 18°C é encontrada. Nas figuras 5.1.17, nota-se que, durante o verão, águas com essa temperatura chegam, no nível superficial, até próximo ao paralelo 45°S. Já durante o inverno e início de primavera (figura 5.1.18), na região da confluência, temperaturas maiores que 18°C estão restritas acima do paralelo 40°S e em profundidades bem maiores.

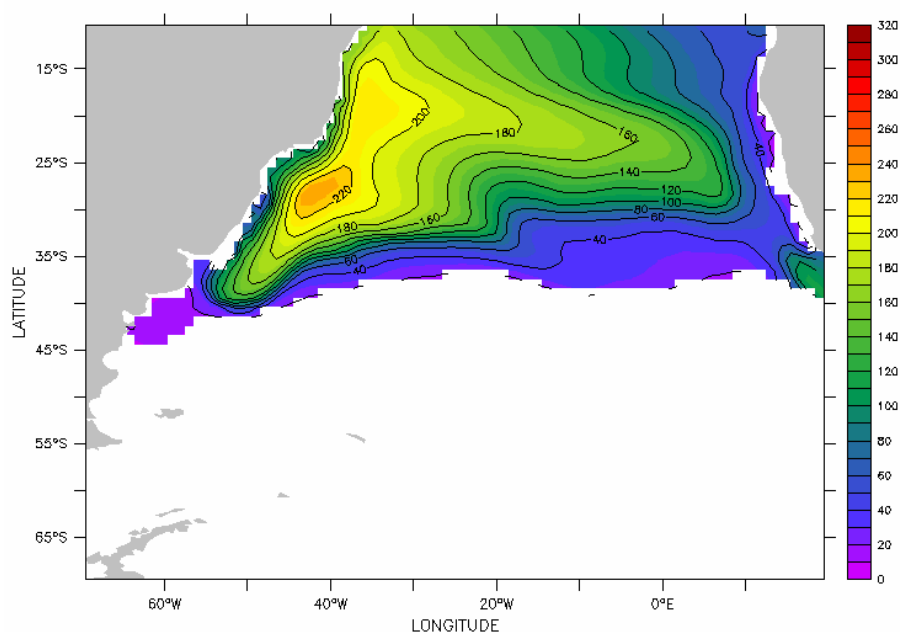


Figura 5.1.17 - Profundidade da isoterma (m) de 18°C para o mês de janeiro.

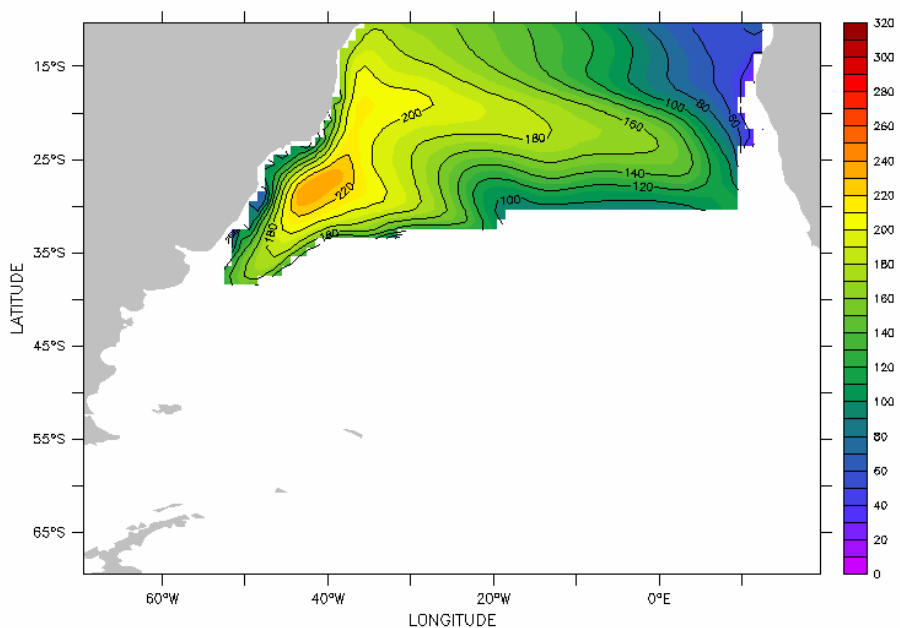


Figura 5.1.18 - Profundidade (em metros) da isoterma de 18°C para o mês de setembro.

A estrutura vertical de temperatura no paralelo 35°S ilustra a informação anterior. Na figura 5.1.19, é possível perceber que a camada de mistura está bastante rasa e com temperatura elevada, maior que 24°C, e a termoclina, marcada pelo estreitamento entre as isolinhas, chega, praticamente, à superfície, junto à costa. Já no mês de setembro (figura 5.1.20), a camada de mistura está abaixo dos 100 m de profundidade, com temperatura de 19°C, e a termoclina, cujo topo foi erodido pelo aprofundamento da camada, mais profunda.

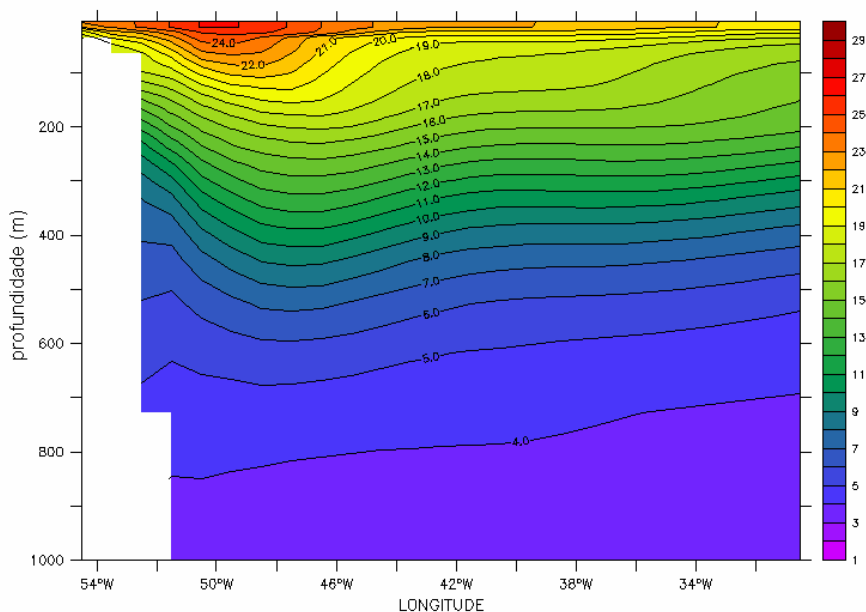


Figura 5.1.19 - Perfil vertical de temperatura (°C) no paralelo 35°S para o mês de janeiro.

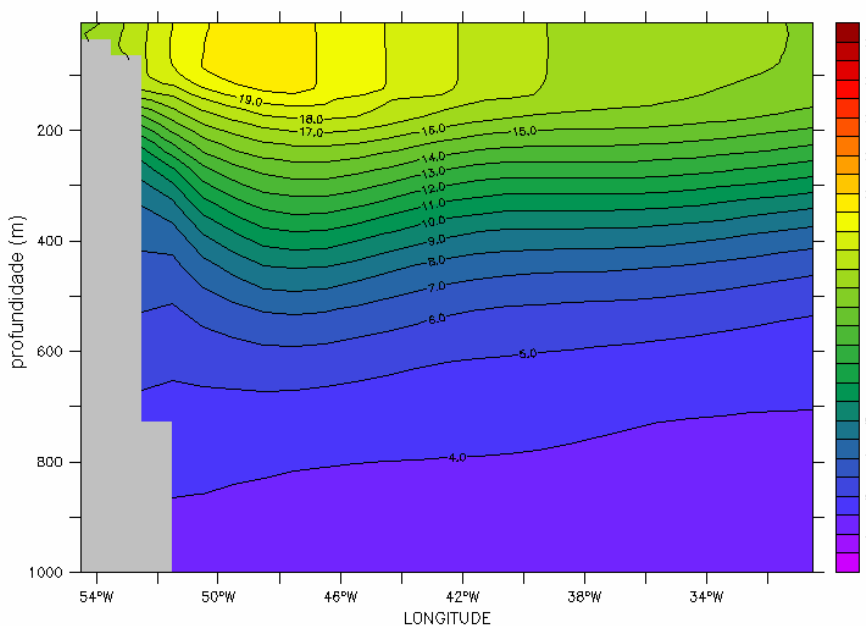


Figura 5.1.20 - Perfil vertical de temperatura (°C) no paralelo 35°S para o mês de setembro.

### 5.1.8 - Fluxo Advectivo de Temperatura e Fluxo de Calor

Os resultados do modelo concordam com a literatura no que tange ao transporte de calor, indicando uma exportação de calor do hemisfério sul em direção ao norte, num valor médio mensal, na altura do paralelo 30°S, de, aproximadamente, 0,6 PW. Em termos quantitativos, os valores divergem, mas estão na mesma ordem de grandeza. Matano & Philander (1993) estimaram esse transporte de 0,19 PW, porém utilizando um modelo em estado estacionário, visando reproduzir condições médias e, portanto, sem variações em qualquer escala temporal. Gan et al (1998) obtiveram 0.3 PW como resultado do balanço de calor na mesma latitude, também com um modelo diagnóstico, mas Fu (1981, *apud* Gan et al, 1998) obteve um valor de 0,5 PW. Segundo ainda os mesmos autores, o saldo do transporte meridional de calor pode variar de acordo com os métodos computacionais utilizados, mas são sempre inferiores a 1 PW.

Segundo Jung (1955) e Brian (1962), **apud** Rintoul (1991), o transporte de calor no AS é, basicamente, o dirigido pela célula de recirculação meridional, onde águas mornas são carregadas para norte em níveis superficiais e, após tornarem-se mais densas por resfriamento e evaporação no Atlântico Norte, retornam como Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Na mesma referência, Rintoul indica para o transporte de calor, com rumo norte, no paralelo 32°S, o valor de  $0,25 \pm 0,12$  PW. Nos trabalhos de diversos outros autores por ele mencionados, o transporte varia entre 0,04 PW (Hsiung, 1985) até 1,15 PW (Hastenrath, 1980). Holfort & Siedler (2001) estimaram o valor de  $0,29 \pm 0,05$  PW, porém com incerteza de 0,24 PW, devido ao arrasto do vento e variações temporais.

Por definição, transporte de calor envolve conservação de massa e tal restrição é adotada, ou assumida, tanto em modelos de inversão (Holfort & Siedler, 2001; Rintoul, 1991), quanto em cálculos derivados de resultados de modelos hidrodinâmicos. Para avaliar a influência da água introduzida através do ED na bacia do AS, define-se fluxo de advecção de temperatura como

$$F_t = u \rho c_p T$$

expresso no caso em unidades de fluxo de calor (equivalente ao fluxo de calor relativo a uma água de referência com temperatura de 0°C), onde  $u$  é a componente da velocidade de corrente;  $\rho$  a densidade da água;  $c_p$  o calor específico e  $T$  a temperatura. Os resultados do modelo indicam, como valor mensal médio advectado através do Estreito de Drake, 1,52 PW e, ao longo do meridiano 20°E, 0,98 PW líquidos são exportados. Como o transporte de calor em 30°S é de 0,60 PW, o saldo

mensal médio é negativo, com valor de 0,06 PW, que têm que ser supridos pela atmosfera para fechamento do balanço.

Na figura 5.1.21, são apresentadas as variações mensais totais fluxo de temperatura no meridiano 70°W, integrado da superfície ao fundo, bem como a mesma quantidade com relação ao sul da África e o transporte de calor ao longo do paralelo 30°S. O ciclo anual, no Estreito de Drake, é bem marcado com o máximo ocorrendo em março e o mínimo em novembro/dezembro. Em 30°S e 20°E, existe um atraso de cerca de 4 meses desse máximo em relação ao Drake, com o maior fluxo ocorrendo, portanto, em junho.

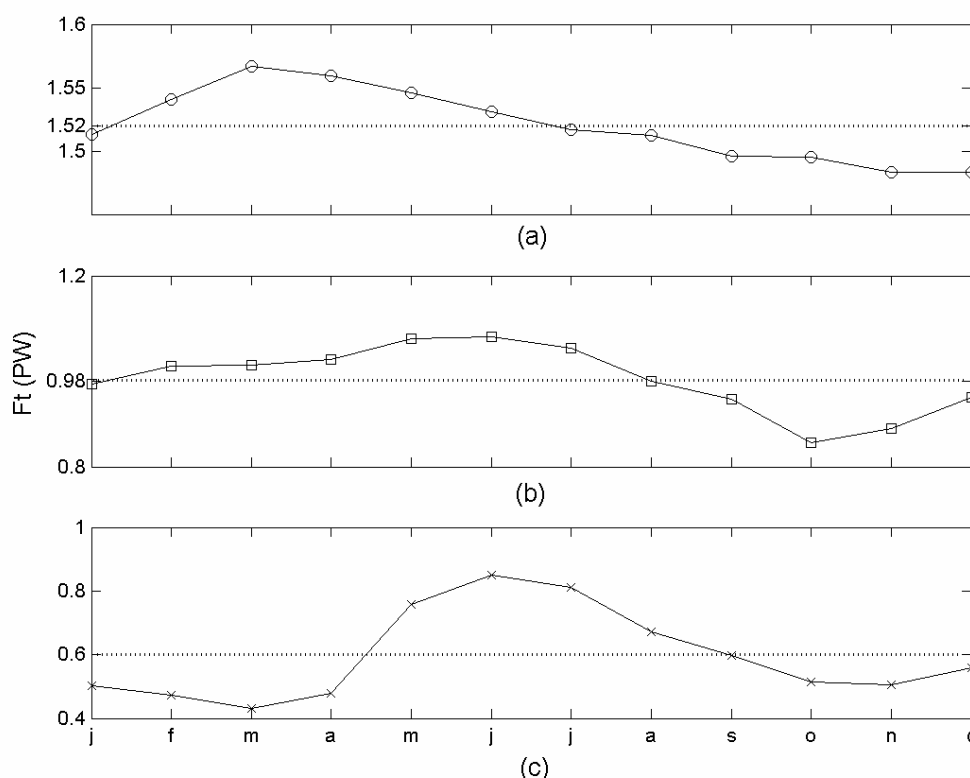


Figura 5.1.21 - Variação mensal do fluxo de temperatura através do Estreito de Drake (a) e do sul da África (b) e do transporte de calor no paralelo 30°S (c). As linhas pontilhadas indicam as médias para cada série.

Na figura 5.1.22, nota-se que o giro meridional é bem representado pelo modelo no paralelo 30°S, com o fluxo positivo de temperatura entre a superfície e 1100 m e negativo daí até o fundo, evidenciando o núcleo da APAN em 2500 m (em cinza). Nos meridianos 70°W (retângulos pretos) e 20°E (retângulos brancos), o fluxo integrado é positivo ao longo de todo o perfil, com exceção de uma pequena contribuição negativa, para o interior do AS, nas camadas mais profundas ao sul da África.

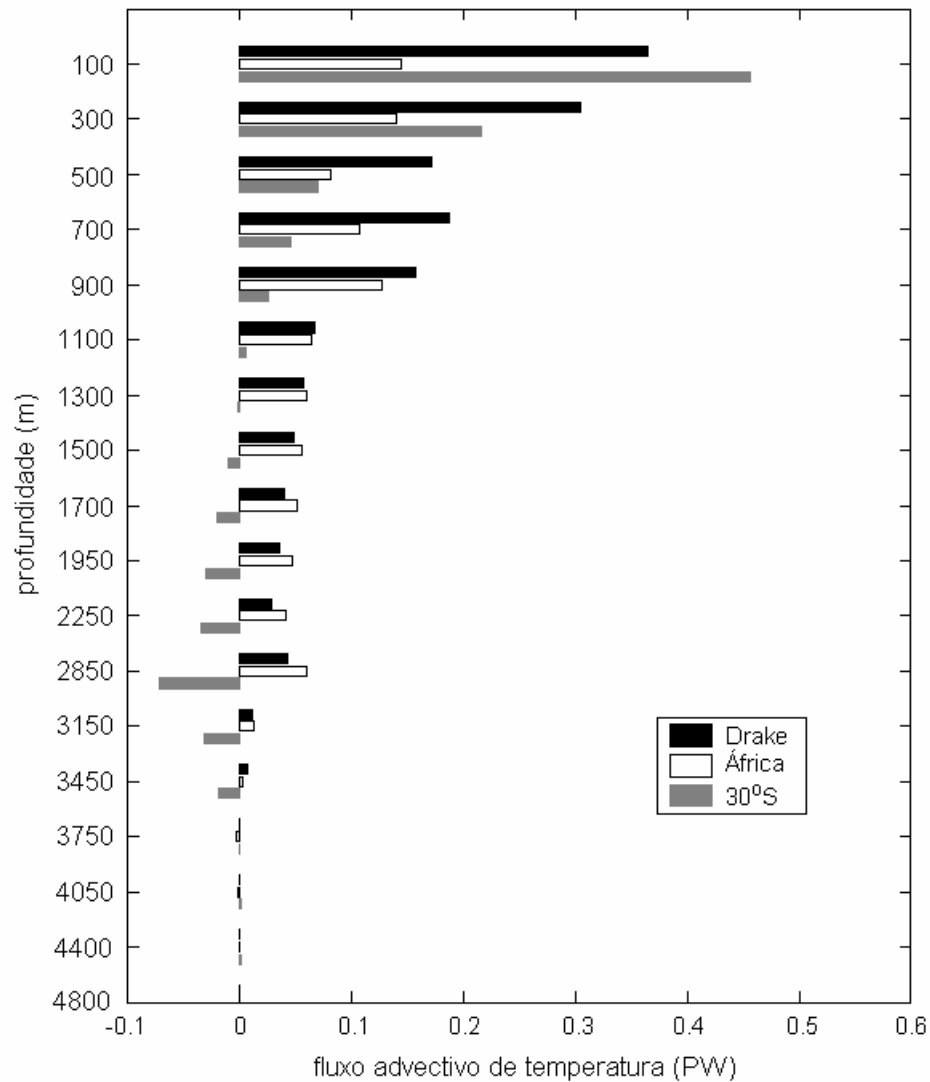


Figura 5.1.22 - Fluxo advectivo médio de temperatura por profundidade para o Estreito de Drake (a); para o paralelo 30°S, evidenciando o giro meridional (b); e para o sul da África (c).

Embora as figuras 5.1.21 e 5.1.22 evidenciem apenas fluxo de temperatura positivo na passagem entre o sul da África e a Antártica, na figura 5.1.23, onde estão mostrados os valores médios mensais desse fluxo integrado até o fundo do oceano, ao longo do meridiano 20°E, nota-se duas seções onde o mesmo é negativo, ou seja, é adicionado ao AS, sendo a contribuição da Corrente das Agulhas de 0,70 PW e da célula de recirculação junto à Antártica, 0,02 PW mensais. Já a exportação para o Índico, entre os paralelos 61 e 41°S, é de 1,693 PW, o que resulta num balanço final de 0,98 PW exportados. Na mesma figura, pode-se verificar que o valor máximo de entrada (fluxo negativo) chega a superar o máximo de saída.



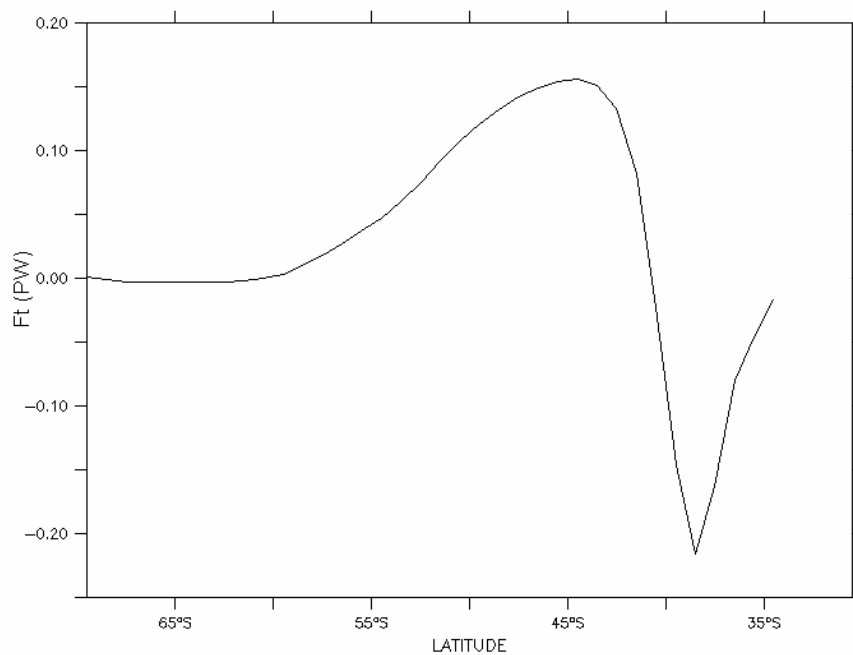


Figura 5.1.23 - Fluxo médio de temperatura ao longo do meridiano 20°E.

A distribuição das médias de  $F_t$  por profundidade nos setores mencionados é mostrada na figura 5.1.24. Embora, na região de exportação, o fluxo positivo seja intenso na superfície, a Corrente das Agulhas, restrita aos primeiros 1500 m, influi, significativamente, no balanço final nos níveis superiores.

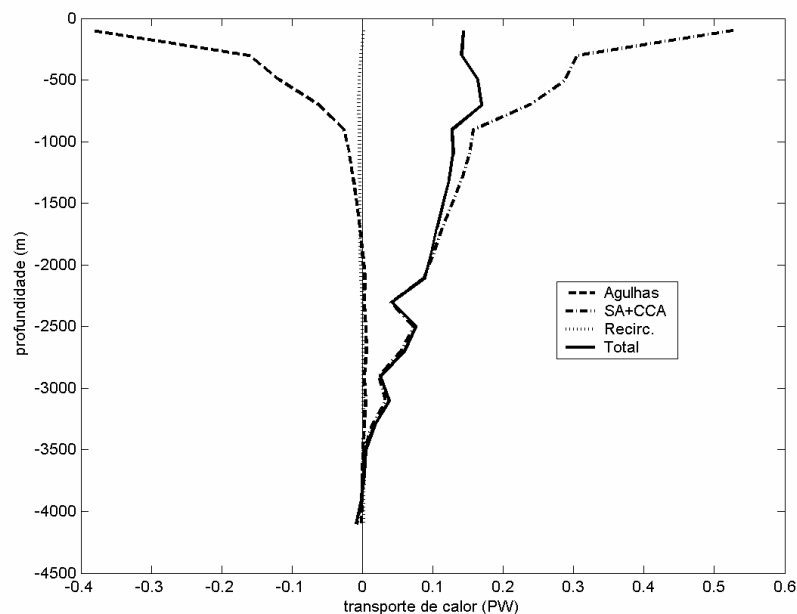


Figura 5.1.24 - Perfil vertical do fluxo médio de temperatura ao longo do meridiano 20°E, segundo as diversas regiões.

### 5.1.9 - Confluência Brasil-Malvinas

Na literatura, encontram-se vários critérios que têm sido utilizados para definir a posição da confluência das correntes do Brasil e Malvinas, conforme citado no item 2.3. Considerando-se que as correntes envolvidas têm direções opostas, pode-se, por exemplo, adotar a posição onde a componente meridional da velocidade de superfície é igual a zero. Assim, ao norte dessa isolinha, o escoamento tem sinal negativo, o que corresponde ao rumo sul e, portanto, define a CB. Analogamente, a CM fica ao sul dessa linha.

Nas figuras 5.1.25 e 5.1.26 estão representados, para fins comparativos, os posicionamentos da confluência para os meses de janeiro e julho e janeiro e setembro, respectivamente. Pode-se perceber a excursão da confluência sub-tropical, estando mais ao sul durante o verão e tendendo para norte no inverno e na primavera. Em janeiro, a isolinha de componente meridional nula cruza a batimétrica de 1000 m aproximadamente 40,5°S, enquanto que, em julho e setembro, essa latitude é de 40°S.

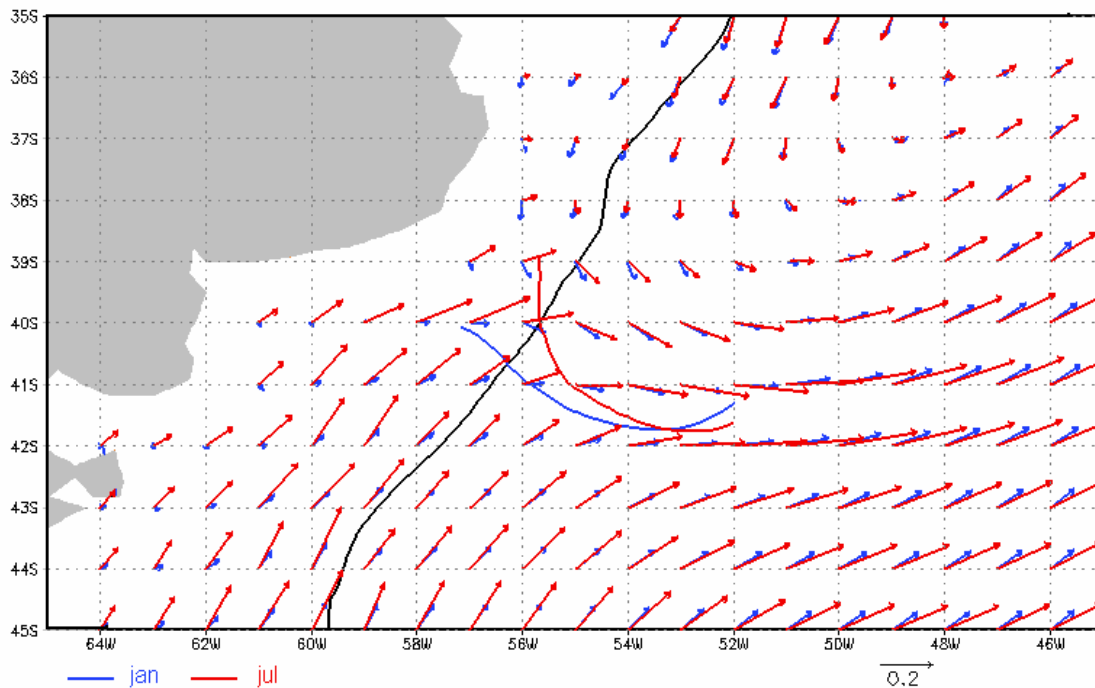


Figura 5.1.25 - Direção e intensidade de corrente e posição da confluência subtropical para os meses de janeiro (em azul) e julho (em vermelho). A isóbata de 1000 m está representada em preto.

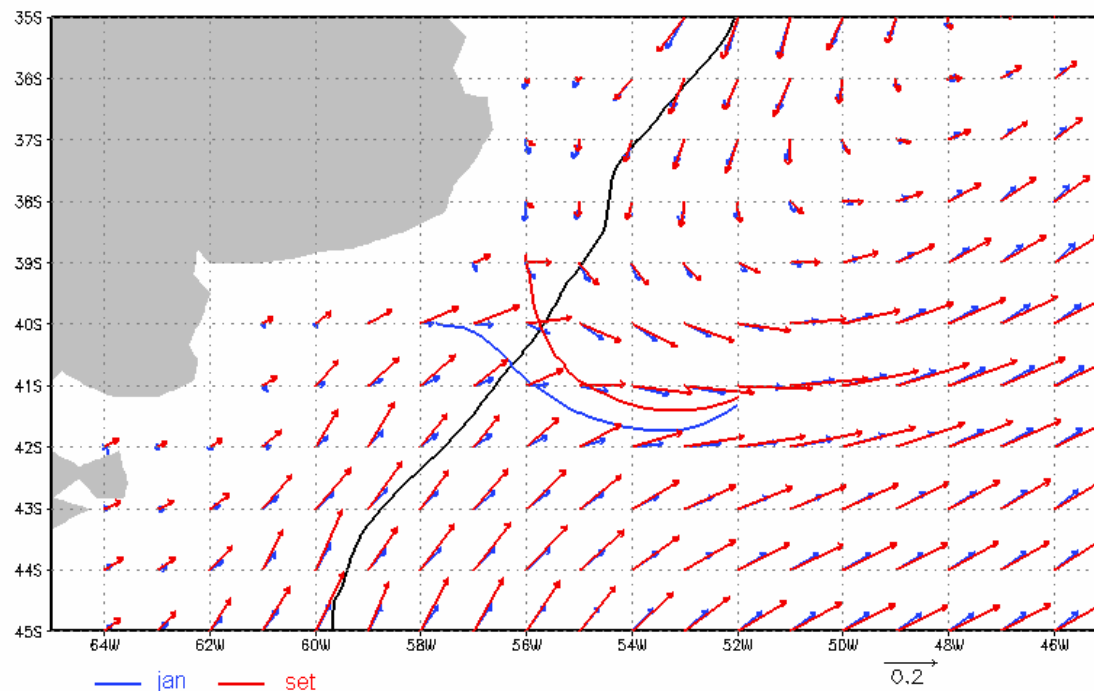


Figura 5.1.26 - Direção e intensidade de corrente e posição da confluência subtropical para os meses de janeiro (em azul) e setembro (em vermelho). A isóbata de 1000 m está representada em preto.

Outro método para caracterizar a posição da confluência é através da temperatura da água, como utilizado por Olson et al (1988), sendo que, nesse caso, foram empregados dados estimados por satélite e, portanto, temperatura de superfície (TSM). Tais autores definiram a posição onde a "frente de águas mornas" do sistema da CB cruza a isóbata de 1.000 m como a latitude de descolamento dessa corrente, cujo valor médio foi de  $35,8^{\circ}\text{S}$ , com desvio padrão de  $1,1^{\circ}$  e excursão total de  $4,8^{\circ}$ .

Tomando-se a isoterma de  $18^{\circ}\text{C}$  em superfície como indicativa do limite da CB (figura 5.1.27), verifica-se que, pelos resultados obtidos, seu descolamento se dá em torno dos  $45^{\circ}\text{S}$  em janeiro e  $35,5^{\circ}\text{S}$  em setembro, numa variação bem maior que a indicada por Olson et al (1993). No entanto, utilizando-se a mesma isoterma, mas na profundidade de 50 m (figura 5.1.28), verifica-se que a excursão do deslocamento é compatível com a literatura, principalmente pela localização mais a norte da isoterma em janeiro. Já o descolamento da CM não é tão facilmente caracterizado através da temperatura. Testes realizados com outras isotermas não trouxeram nenhuma melhora à análise.

Comparando-se os dois critérios, velocidade meridional nula e temperatura a 50 m de profundidade, verifica-se que ambos apresentam resultados coerentes, sendo

que o primeiro evidencia melhor a posição da confluência propriamente dita, enquanto que o segundo evidencia o descolamento da CB.

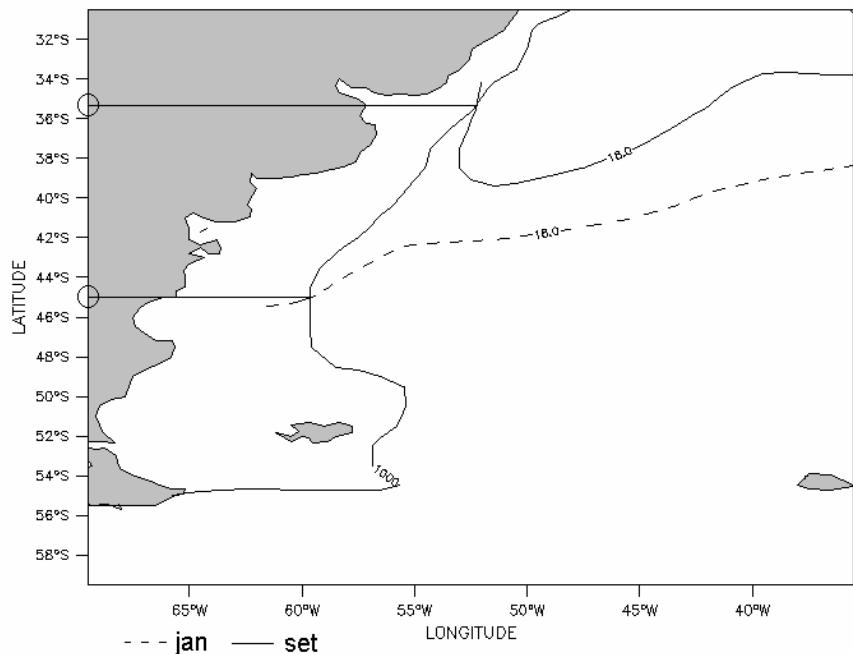


Figura 5.1.27 - Posicionamento da isoterma de 18°C em superfície para janeiro (linha tracejada) e setembro (linha cheia). A isóbata de 1.000 m também está assinalada. As linhas laterais indicam a latitude de descolamento da CB.

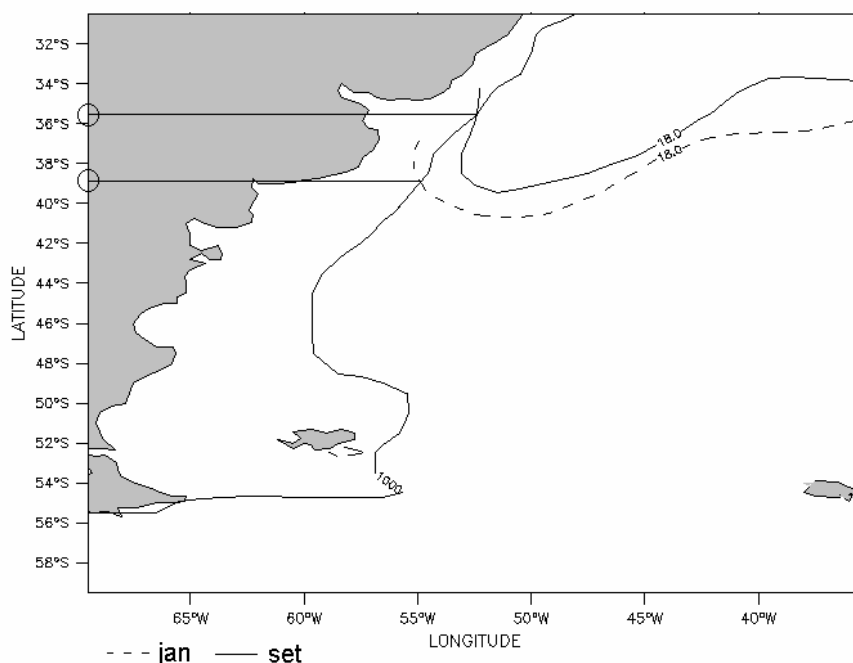


Figura 5.1.28 - Posicionamento da isoterma de 18°C na profundidade de 50 m para janeiro (linha tracejada) e setembro (linha cheia). A isóbata de 1.000 m também está assinalada. As linhas laterais indicam a latitude de descolamento da CB.

O perfil longitudinal sobre o meridiano 50°W permite visualizar a estrutura vertical de temperatura na região próxima à CBM. Na figura 5.1.29, relativa ao mês de setembro, é possível perceber uma frente oceanográfica, marcada por um forte gradiente horizontal de temperatura, na região entre os paralelos 40 e 42°S, indicando os limites de circulação da água mais quente transportada pelo CB. As variações sazonais, exemplificadas pela diferença nas estruturas verticais para os meses de setembro e janeiro (figura 5.1.30), estão restritas, praticamente, às profundidades menores que 200 m, especialmente no paralelo 38°S, onde, além da alterações devidas à excursão da CB e da CM, há aquelas relacionadas com o aprofundamento da camada de mistura.

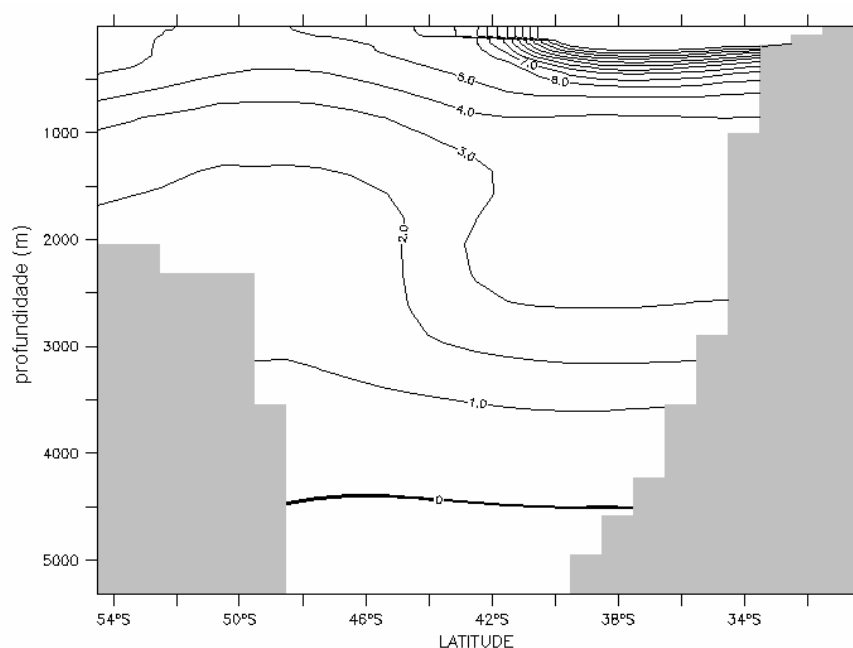


Figura 5.1.29 - Perfil meridional de temperatura em 50°W para o mês de setembro.

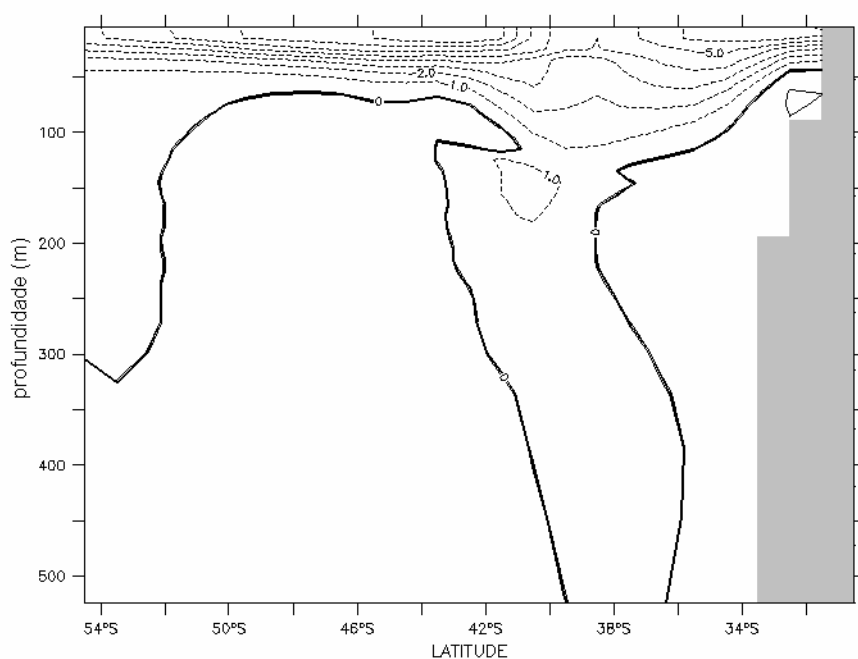


Figura 5.1.30 - Diferença de temperatura entre os meses de setembro e janeiro para os primeiros 500 m ao longo do meridiano 50°W

A distribuição da salinidade no mesmo trecho, com a utilização dos mesmos critérios (figuras 5.1.31 e 5.1.32), corroboram as conclusões obtidas para a temperatura.

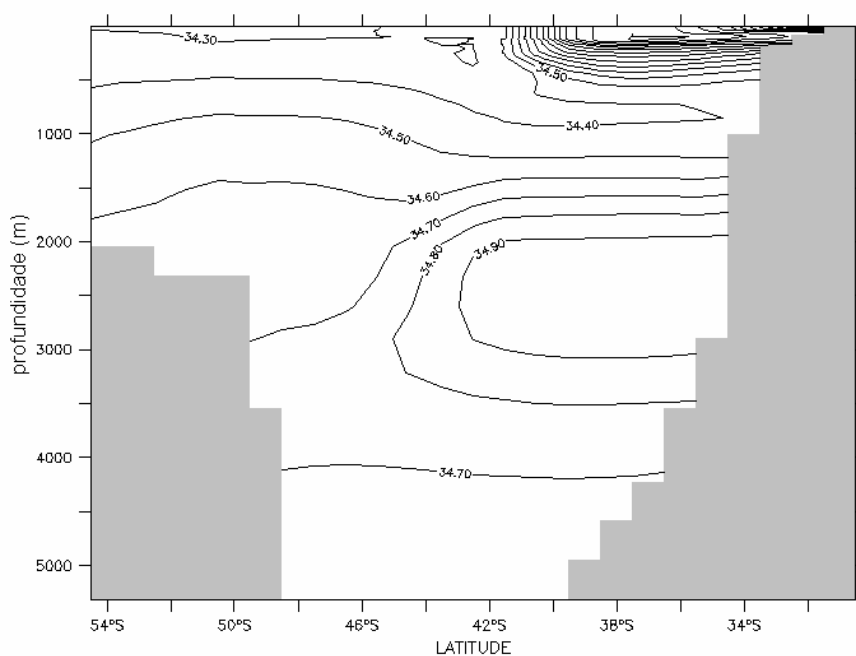


Figura 5.1.31 - Perfil meridional de salinidade em 50°W para o mês de setembro.

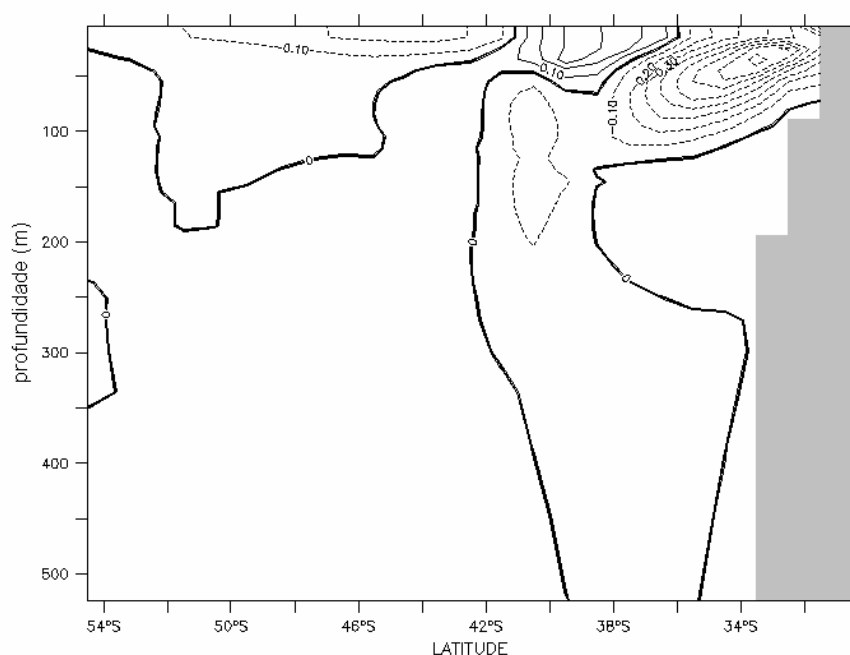


Figura 5.1.32 - Diferença de salinidade entre os meses de setembro e janeiro para os primeiros 500 m ao longo do meridiano 50°W

#### 5.1.10 - Diagramas TS

Diagramas TS traçados para os pontos de latitude 40, 45 e 50°S, para os mesmos meses, sobre o meridiano 50°W, permitem visualizar as variações sazonais que ocorrem na área (figura 5.1.33). Durante o verão, há um forte gradiente de temperatura próximo à superfície, com uma variação suave na salinidade. Já na primavera, com o desenvolvimento da camada de mistura, a temperatura fica praticamente estável nesses níveis, passando de 14°C, em janeiro, para 6°C, em setembro. A salinidade manteve o gradiente inalterado nesses dois meses. Em 50°S, a menor profundidade local limita a ocorrência das massas.

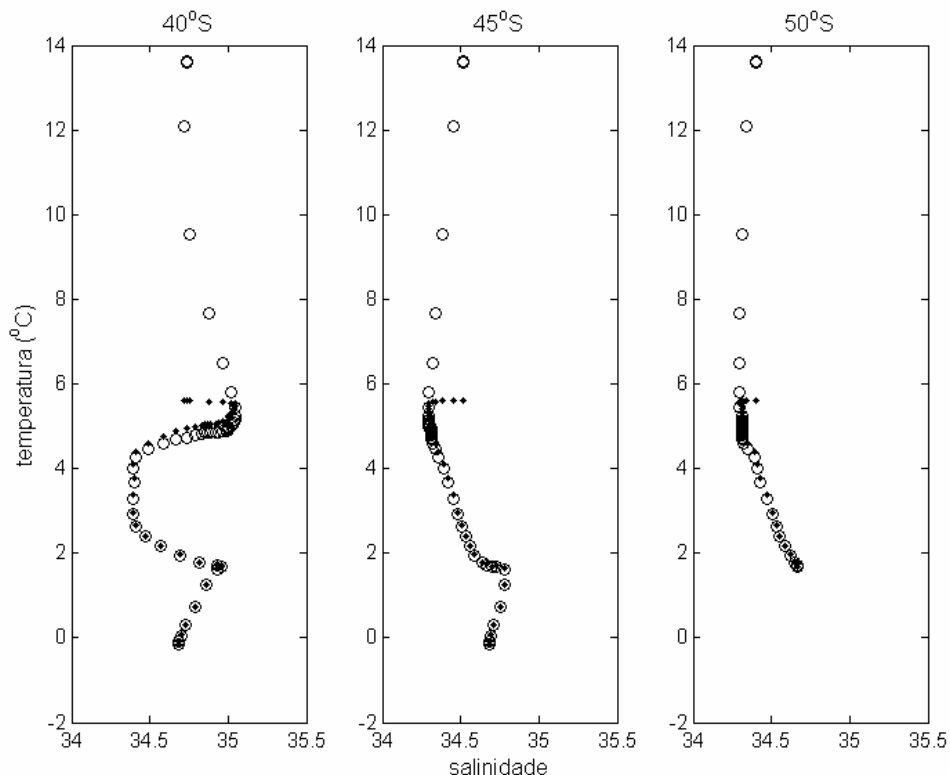


Figura 5.1.33 - Diagramas TS para os paralelos 40, 45 e 50°S, ao longo do meridiano 50°W, para os meses de janeiro (círculos) e setembro (pontos).

Tomando-se os índices termohalinos indicados na tabela 5.1.4 como referência para delimitação das massas d'água, mostra-se, na figura 5.1.34, o diagrama TS espalhado para a região compreendida entre 40-50°S e 040-050°W, para todos os meses do ano. É possível verificar que todas as massas estão bem representadas, com exceção da temperatura do núcleo da APAN, cerca de 1,5° C mais frio que a referência citada. No entanto, Pickard & Emery (1982), ao identificar as massas d'água dos oceanos, mostraram que o núcleo da APAN varia conforme a região (figura 5.1.35). Comparando-se as figuras, nota-se que o diagrama resultante do modelo tem as mesmas características do mostrado para regiões subtropicais na classificação desses autores.

No diagrama, pode-se verificar que há pares TS dentro do limites da AIA em, praticamente, todas as classes, desde a superfície até 1000 m de profundidade. A presença de tais características na superfície indica, na verdade, a presença da água formadora da AIA que, posteriormente, mergulha até atingir seu nível de ajuste hidrostático.

Assim como na figura 5.1.33, a maior resolução vertical do modelo nas camadas superficiais é traduzida maior variância dos pares TS, em relação à média.



Para comparação, o mesmo diagrama construído, porém, com os dados da base Levitus (Levitus et al, 1994a e b), é apresentado na figura 5.1.36. De uma forma geral, os diagramas são compatíveis, mas há discrepâncias no posicionamento do núcleo da AIA, menos salino no Levitus, maior inclinação da região de mistura entre esta e a APAN, nos resultados da modelagem e a ACAS com tendência a estar mais quente e menos salina, também com relação à modelagem.

Tabela 5.1.4 - Índices termohalinos para as diversas massas d'água da região entre 40-50°S e 040-050°W

Massa d'Água	temperatura (°C)	salinidade (ups)	referência
Água Central do Atlântico Sul (ACAS)	$6,0 < t < 18,0$	$34,6 < s < 36,0$	Sverdrup et al, 1942
Água Intermediária Antártica (AIA)	$3,0 < t < 6,0$	$34,2 < s < 34,6$	Sverdrup et al, 1942
Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)	$3,0 < t < 4,0$	$34,6 < s < 35,0$	Stramma & England, 1999
Água Antártica de Fundo (AAF)	0,19	34,7	Tsuchiya et al., 1994

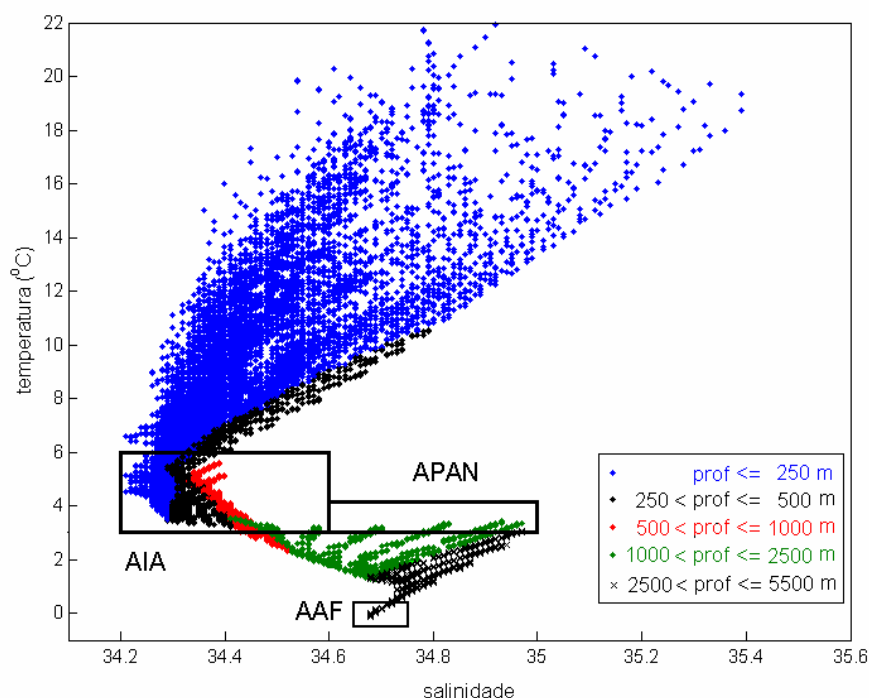


Figura 5.1.34 - Diagrama TS espalhado para a região compreendida entre 40-50°S e 040-050°W, para todos os meses do ano, com as indicações dos limites de

massas d'água e profundidade de ocorrência, segundo os resultados do modelo para o ano 6.

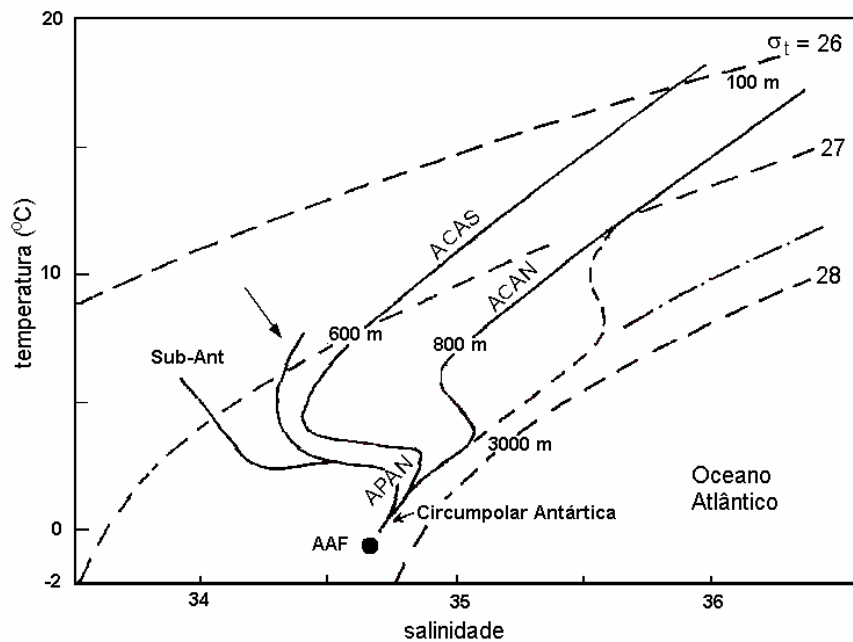


Figura 5.1.35 - Diagrama TS de algumas massas d'água do Oceano Atlântico (adaptado de Pickard & Emery, 1982). A seta indica a curva com as mesmas características da obtida com os resultados do modelo

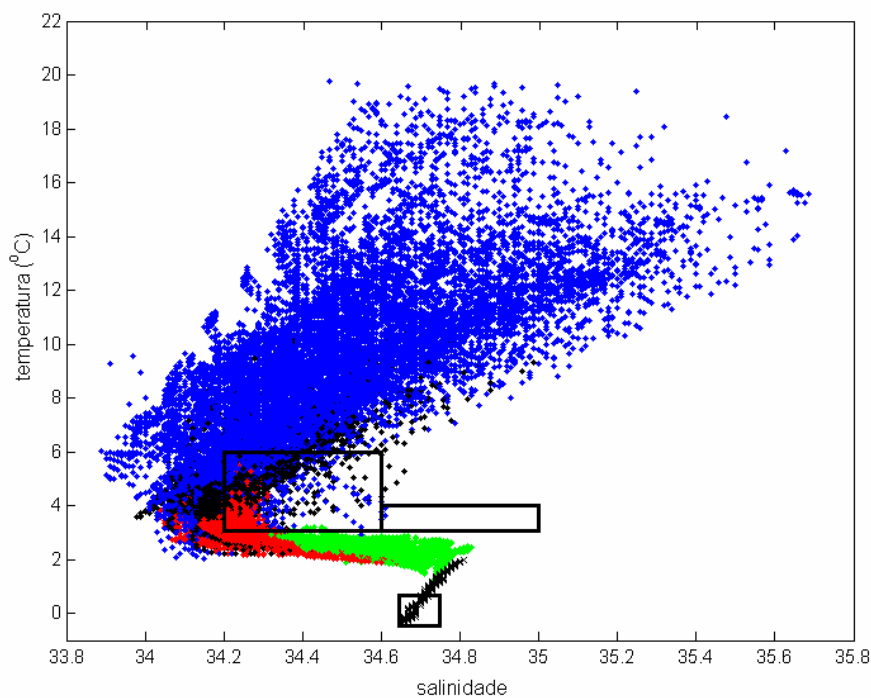


Figura 5.1.36 - Diagrama TS espalhado para a região compreendida entre 40-50°S e 040-050°W, para todos os meses do ano, com as indicações dos limites de massas d'água e profundidade de ocorrência, derivado da base Levitus.

## 5.2 - Experimento com anomalia no transporte da CCA

### 5.2.1 - Anomalias no ED

Os resultados referentes ao ano 8, doravante também denominado ano anômalo, foram analisados e comparados com a climatologia (ano 6) e, em algumas ocasiões, também com o ano 7. Em geral, o mês de setembro foi utilizado para analisar as características do ano anômalo, por ser o período de maior energia.

A evolução mensal da anomalia do arrasto do vento, integrada entre os paralelos 40 e 80°S, ao redor do globo, pode ser observada na figura 5.2.1.

O incremento na tensão do vento, concentrado na sua componente zonal, na região do Pacífico, como mostrado na figura 4.3.2, induziu alterações no transporte de volume da área. Na figura 5.2.2, estão mostradas as curvas de transporte, normalizados por seus máximos, relativas ao meridiano 80°W, entre os paralelos 70 e 40°S, dentro, portanto, da área de anomalia de vento; ao Estreito de Drake; e à corrente das Malvinas, esta numa seção da costa até o meridiano 40°W. O ciclo anual permanece bem marcado e os incrementos estão em fase, sendo que, para os dois primeiros, a diferença é pequena entre os anos 7 e 8. Já para o transporte da CM, o transporte máximo ocorre apenas no ano 8. Nesse ano, em média, o aumento de transporte na CM é de cerca de 40 % da anomalia no ED (figura 5.2.3). As anomalias médias e máximas entre os anos 6 e 8 foram de 7,3 e 9,1 Sv para o ED e 3,2 e 4,3 Sv para a CM

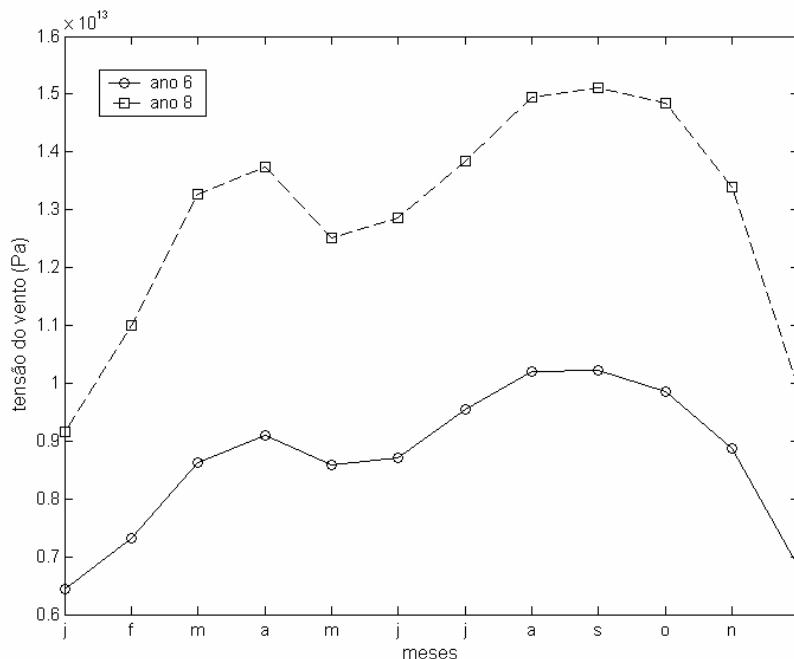


Figura 5.2.1 - Variação da tensão de cisalhamento do vento para os anos 6 (linha cheia) e 8 (linha tracejada).

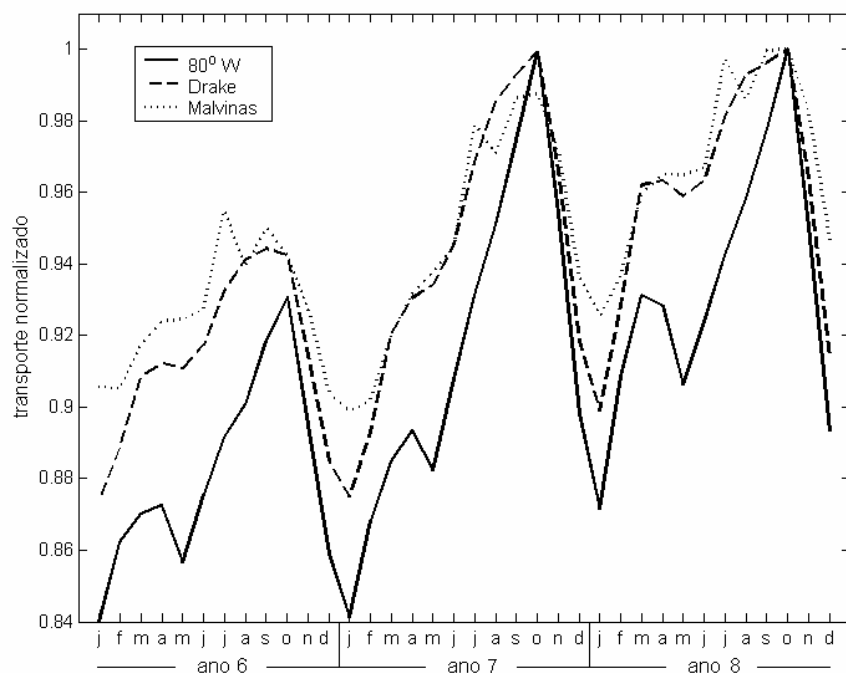


Figura 5.2.2 - Evolução do transporte normalizado em 80°W, no Estreito de Drake e na Corrente das Malvinas para o clima e 2 anos de anomalia.

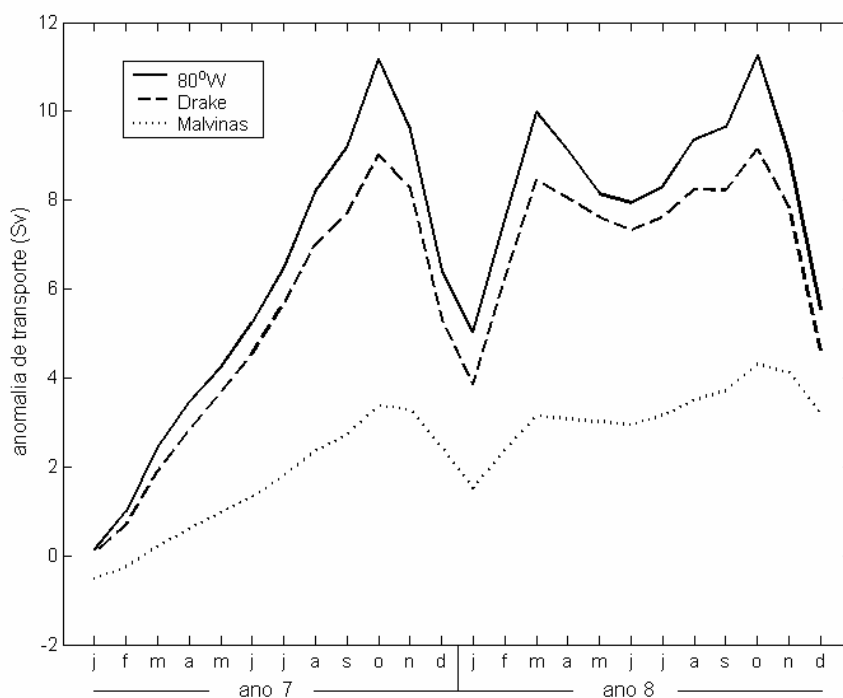


Figura 5.2.3 - Evolução da anomalia do transporte em 80°W, no Estreito de Drake e na Corrente das Malvinas para os 2 anos de anomalia.

Vivier et al (2001), analisando dados de vento e transporte da região, concluíram que o modo remoto de intensificação da corrente das Malvinas está associado a alterações no rotacional do vento na altura do ED, com um retardo de 20

a 30 dias, sugerindo, ainda, que isso poderia ser uma manifestação local de eventos de maior escala. Por outro lado, afirmam que variações barotrópicas da CCA estão diretamente relacionadas com o arrasto do vento, ocorrendo predominantemente, porém, junto ao continente antártico.

Matano (1993) afirma que a distribuição do transporte no ED é mais importante para a intensificação da CM e, conseqüentemente, para o posicionamento da confluência sub-tropical, que o total de transporte que atravessa aquela passagem. Em experimentos de área limitada, como, por exemplo, os do próprio Matano (1993) e de Gan et al (1998), o perfil horizontal de intensidades de corrente imposto concentrava o transporte na porção mais a norte do ED, sendo essa a configuração mais *adequada* para os objetivos daqueles trabalhos. Nos experimentos, a anomalia no transporte foi, praticamente, restrita à parte central do ED, no pico secundário de transporte, sendo mais evidente no mês de setembro (figura 5.2.4).

Nos resultados obtidos, a anomalia de transporte se estendeu por, praticamente, toda a coluna d'água, como pode ser exemplificado pelo resultado relativo a setembro do ano 8 (figura 5.2.5). Nos níveis mais profundos, o aumento percentual do transporte (linha cheia) aumenta em relação à superfície, evidenciando a tendência barotrópica da anomalia.

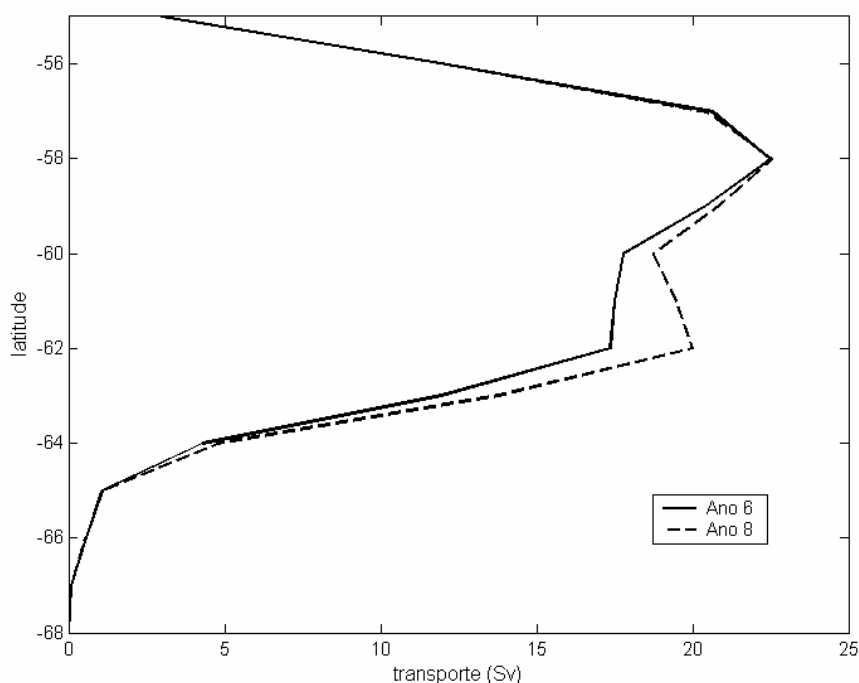


Figura 5.2.4 - Transporte integrado até o fundo no Estreito de Drake para o mês de setembro dos anos 6 (linha cheia) e 8 (linha tracejada)

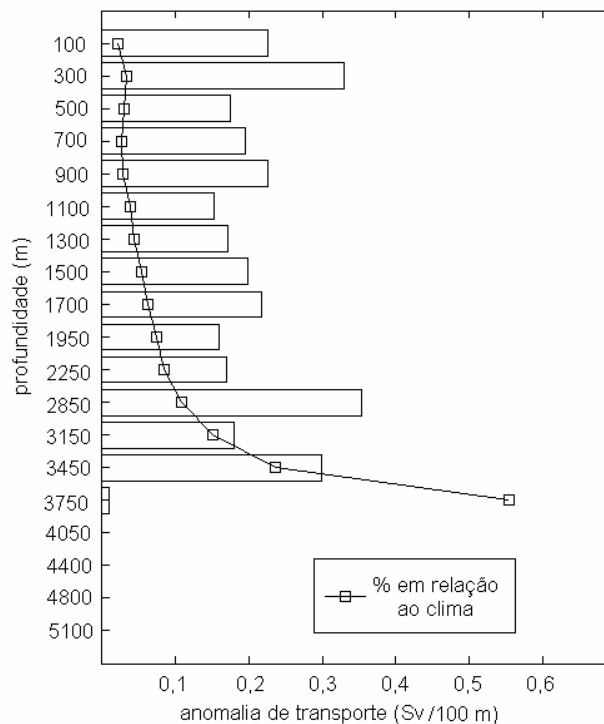


Figura 5.2.5 - Média mensal da anomalia do transporte de volume por profundidade no Estreito de Drake.

Nas figuras 5.2.6 e 5.2.7, fica evidenciado que a intensificação de vento no sul do oceano Pacífico resultou, no mês de janeiro, em aumentos de intensidade da componente zonal da corrente abaixo do paralelo 61°S e acima do paralelo 58°S no Drake. Entre essas duas regiões, há um núcleo de anomalia negativa, com ordem de grandeza semelhante em uma pequena porção junto à superfície. No mês de setembro, essa configuração é, basicamente, a mesma, ocorrendo, como esperado, aumento nas anomalias, já que, nessa época, as correntes normalmente se intensificam.

Em superfície, as variações positivas de intensidade de corrente estão concentradas na porção central do ED, sendo da ordem de 1 cm/s (figura 5.2.8). Distribuição semelhante é encontrada no sul da África (figura 5.2.9).

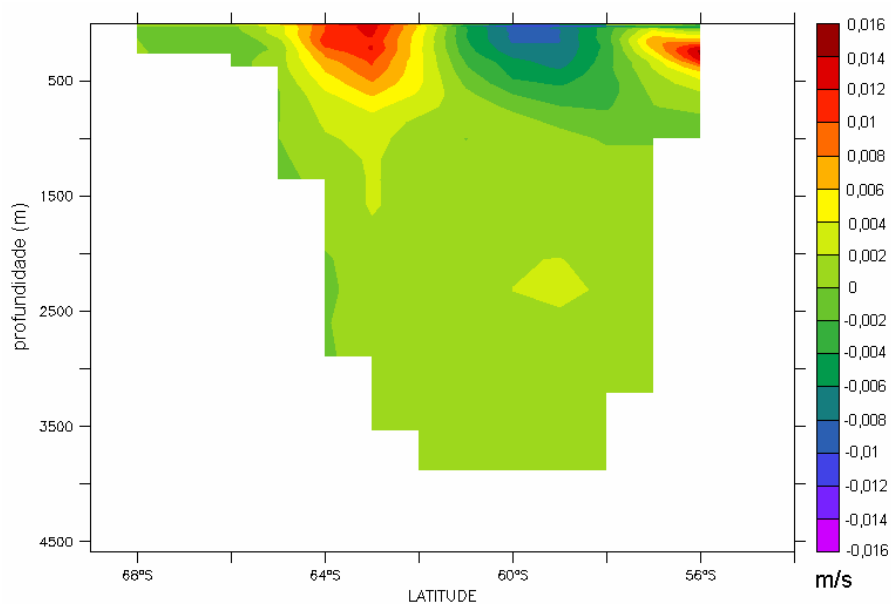


Figura 5.2.6 - Anomalia da componente zonal de corrente no Estreito de Drake para o mês de janeiro.

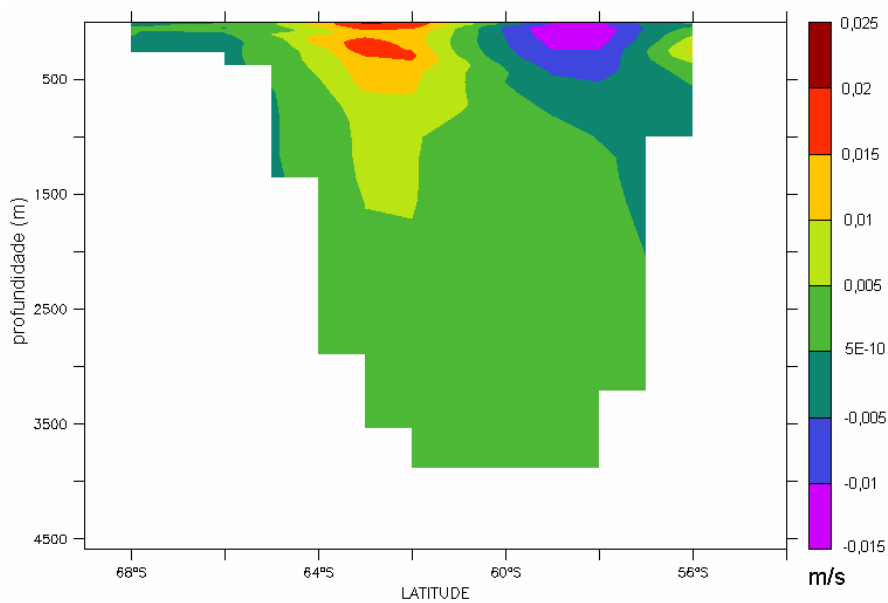


Figura 5.2.7 - Anomalia da componente zonal de corrente no Estreito de Drake para o mês de setembro.

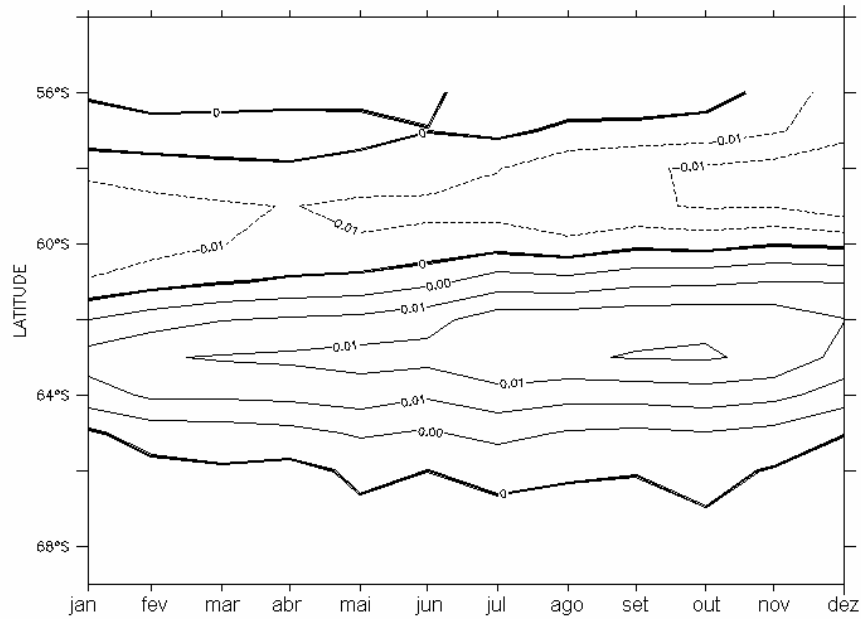


Figura 5.2.8 - Evolução mensal da anomalia da componente zonal superficial de corrente no Estreito de Drake.

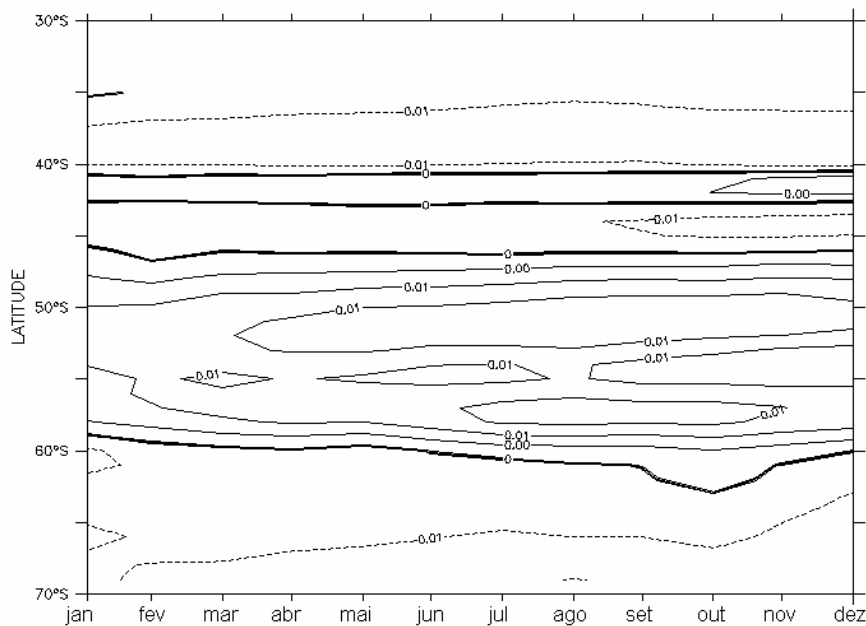


Figura 5.2.9 - Evolução mensal da anomalia da componente zonal de corrente no sul da África.

Diante disso, verifica-se que, mesmo que o aumento na distribuição meridional de intensidade de corrente e transporte no ED não tenha se dado na região mais efetiva, indicada por Matano (1993), houve indução de aumento de transporte na CM compatível com aquele observado no ED.



Observando-se os perfis médios anuais de temperatura (figura 5.2.10) e salinidade (figura 5.2.11), para o ano 6, para as regiões 090-070°W e 070-050°W, ambas limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S, percebe-se que a oeste do ED as águas são mais quentes e menos salinas. Nas figuras 5.2.12 e 5.2.13, estão mostradas, em detalhe até 1000 m de profundidade, as variações mensais das mesmas áreas, onde é perceptível a presença de ciclos anuais bem marcados e em fase em ambos os parâmetros.

Portanto, o aumento da intensidade de corrente tenderia a induzir anomalias positivas de temperatura e negativas de salinidade no Atlântico Sul.

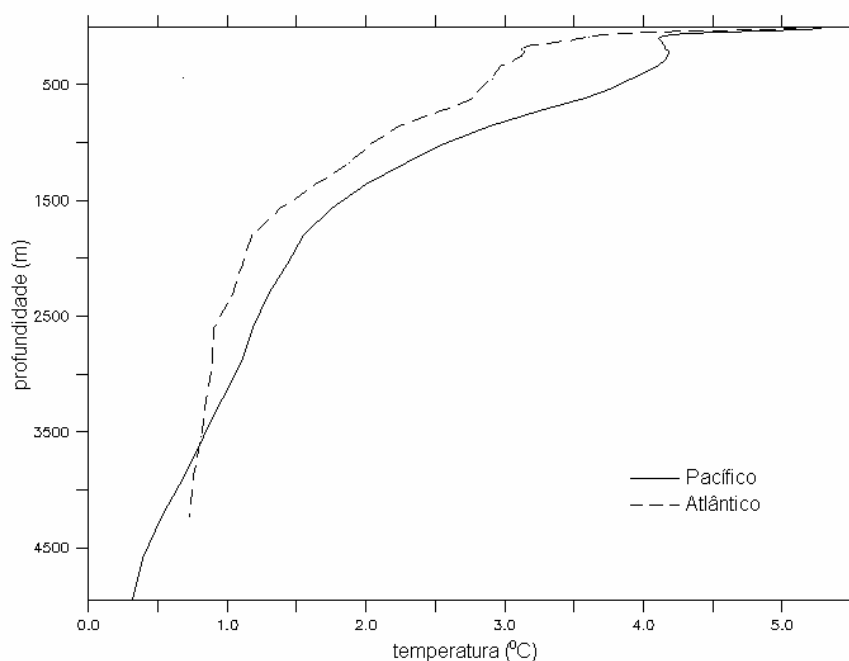


Figura 5.2.10 - Perfil médio anual de temperatura para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S para o ano 6.

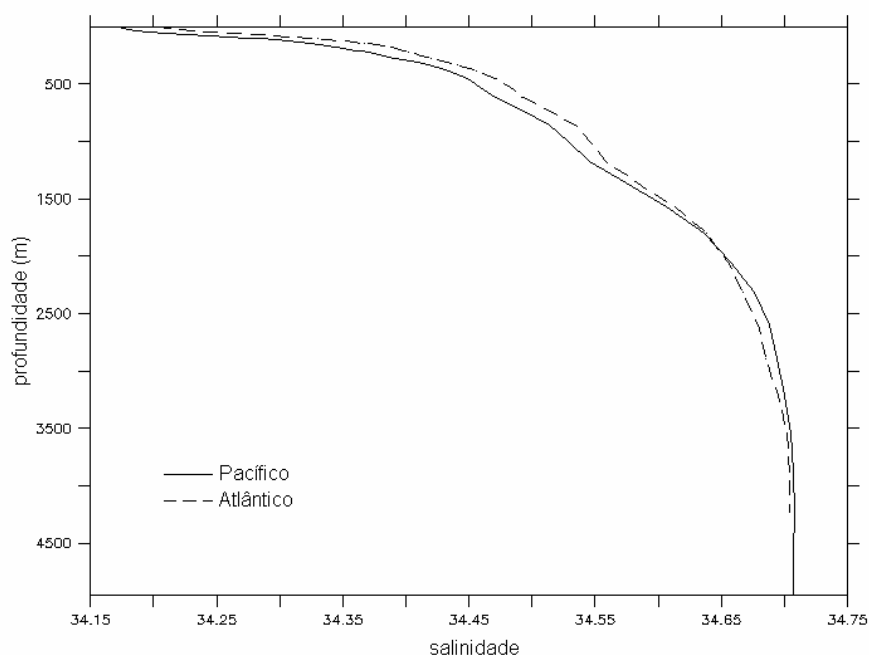


Figura 5.2.11 - Perfil médio anual de temperatura para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S para o ano 6.

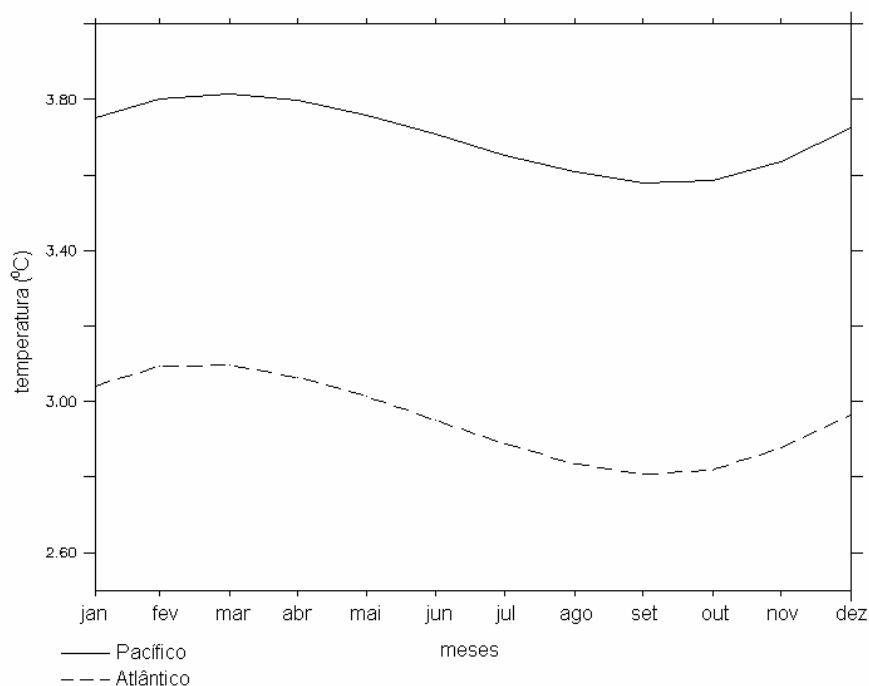


Figura 5.2.12 - Variação mensal de temperatura para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S, até 1000 m de profundidade, para o ano 6.

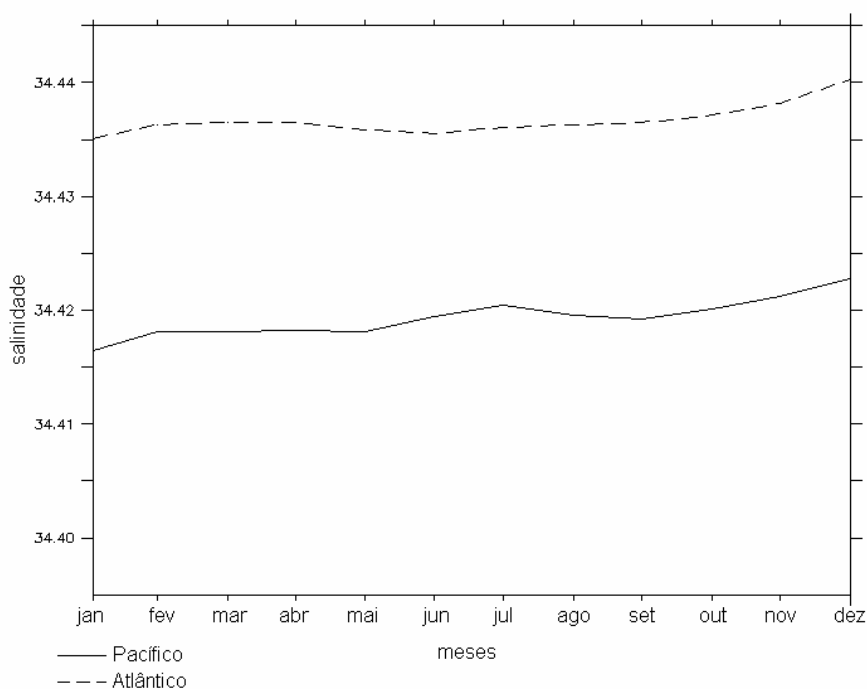


Figura 5.2.13 - Variação mensal de salinidade para as regiões compreendidas entre 090-070°W (Pacífico) e 070-050°S (Atlântico), limitadas pelos paralelos 70°S e 50°S, até 1000 m de profundidade, para o ano 6.

O perfil meridional de temperatura no ED, para o mês de setembro do ano anômalo, está mostrado na figura 5.2.14. A profundidade da camada de mistura tende a crescer de sul para norte, sendo, junto à Antártica, menor que 100 m, enquanto que, junto ao continente americano, chega aos 500 m. A temperatura da camada de mistura acompanha a tendência de sua profundidade, sendo negativa ao sul e chegando a 6°C ao norte. A termoclina é bem marcada ao longo do meridiano, possuindo, da mesma forma, espessura bem maior ao norte.

Comparando-se os resultados do ano 8 com o clima, nota-se, tanto em janeiro (figura 5.2.15), quanto em setembro (figura 5.2.16), que praticamente toda a zona central do ED tem anomalia positiva de temperatura, com dois núcleos principais. O primeiro ocorre mais próximo ao continente antártico, em uma profundidade de, aproximadamente, 50 m, tendo mais de 1°C, sobreposto ao núcleo de anomalia positiva de intensidade de corrente, indicando que o aumento de intensidade de corrente está advectando maior volume de água com temperatura mais alta originária do oceano Pacífico. Já o segundo, mais profundo, com cerca de 0,5°C, está posicionado na região central do ED, próximo à borda da região de separação das anomalias positivas e negativas de velocidade.

As anomalias negativas de temperatura mais significativas ocorrem em sub-superfície, entre 100 e 300 m, junto à Antártica, mais intensas em setembro. Tais anomalias são devidas à sobreposição de águas menos densas, vindas do Pacífico, a água superficial mais fria localizada ao sul.

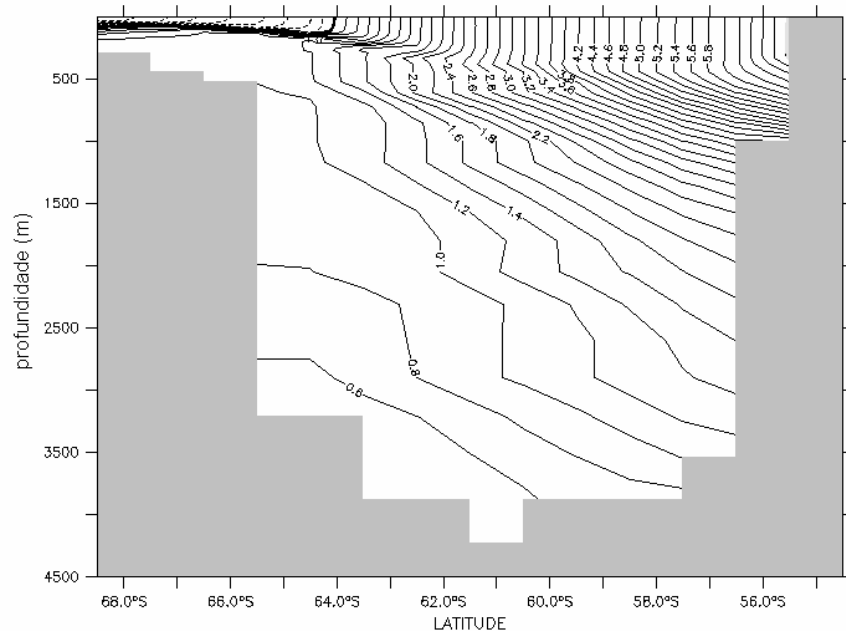


Figura 5.2.14 - Perfil meridional de temperatura no Estreito de Drake para setembro do ano 8.

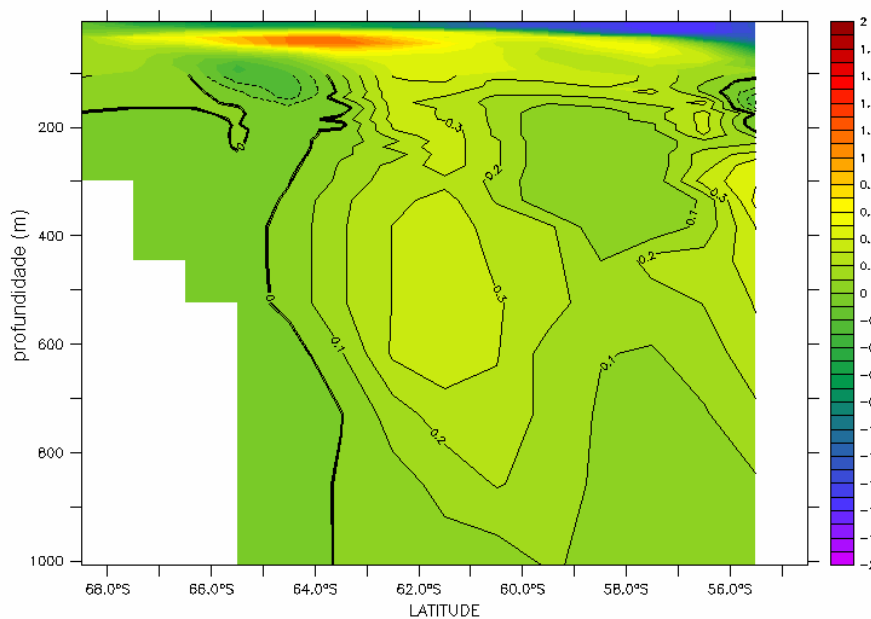


Figura 5.2.15 - Anomalia de temperatura no Estreito de Drake para o mês de janeiro.

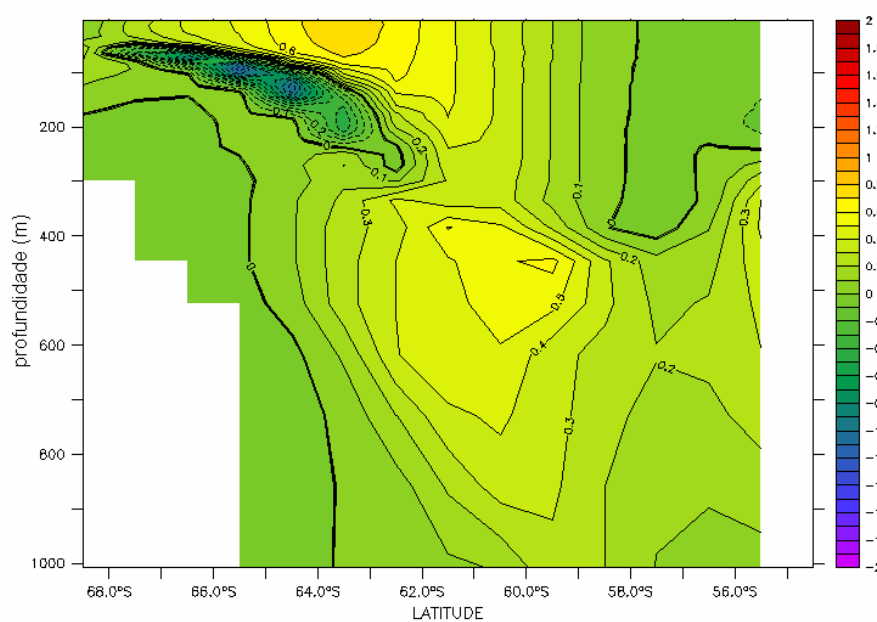


Figura 5.2.16 - Anomalia de temperatura no Estreito de Drake para o mês de setembro.

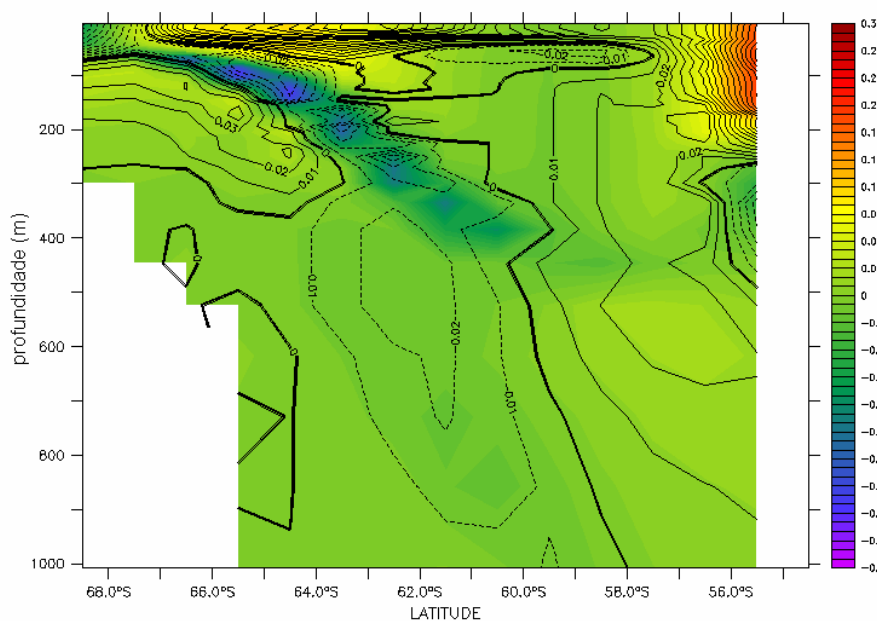


Figura 5.2.17 - Anomalia de salinidade no Estreito de Drake para o mês de janeiro.

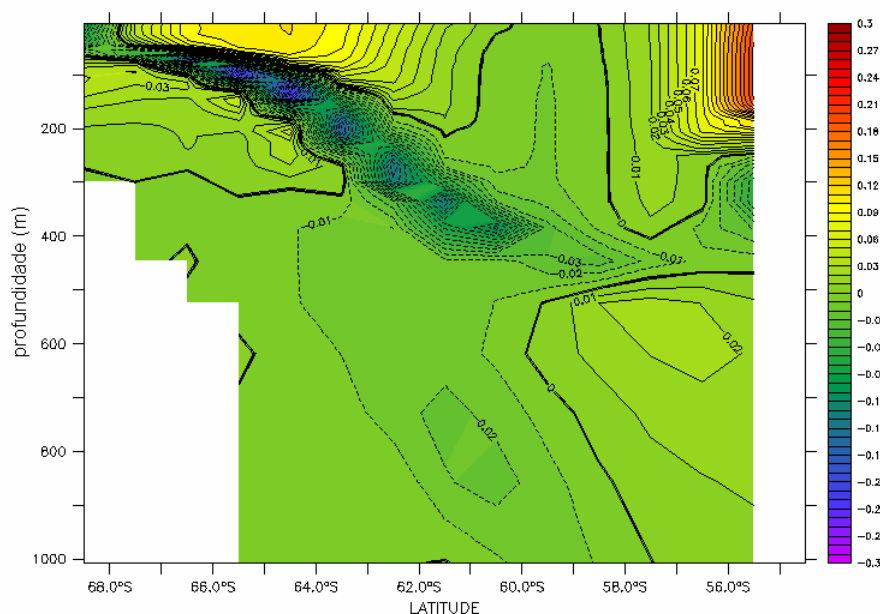


Figura 5.2.18 - Anomalia de salinidade no Estreito de Drake para o mês de setembro.

### 5.2.2 - Anomalias no Fluxo Advectivo de Temperatura e Transporte de Calor

Em média, o fluxo de temperatura no Estreito de Drake sofreu um aumento, entre o ano 6 e o ano 8, da ordem de  $10^{-3}$  PW/100 m, pela introdução de água mais quente, vinda do oceano Pacífico, para a bacia do Oceano Atlântico Sul (figura 5.2.19). Considerando-se a distância entre o ED e o paralelo  $30^{\circ}\text{S}$  da ordem de 3000 km e uma intensidade média de corrente de 0,1 m/s, a propagação dessa anomalia entre esses dois pontos leva cerca de 1 ano. Como o período considerado anômalo para efeito de análise é o ano 8 e, durante o ano 7, a anomalia já estava ativa, pelo gráfico da figura 5.2.20, nota-se que alterações menores, porém de mesma ordem de grandeza, podem ser percebidas no fluxo advectivo de temperatura em  $30^{\circ}\text{S}$ , com incremento em todo o giro meridional, mas com resultante positiva em direção ao norte. A variação no transporte de calor, nesse paralelo, é da ordem de  $1,3 \times 10^{-2}$  PW. Isso confirma que as águas com temperaturas maiores que estão sendo introduzidas no AS estão sendo propagadas, resultando num aumento médio de temperatura de  $0,03^{\circ}\text{C}$  na região limitada pelos meridianos  $070^{\circ}\text{W}$ - $020^{\circ}\text{S}$  e paralelos  $70^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{S}$ , da superfície até o fundo. O perfil vertical da anomalia média pode ser visto na figura 5.2.21.

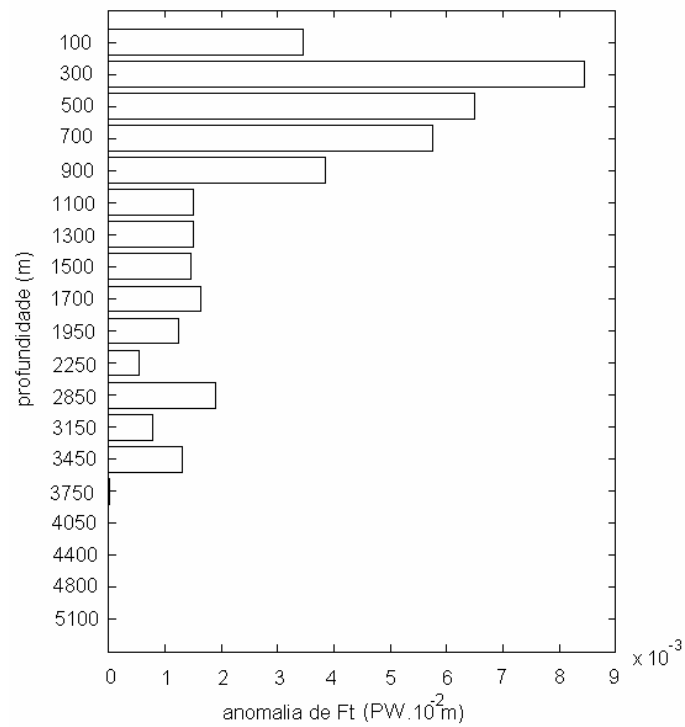


Figura 5.2.19 - Anomalia de fluxo de temperatura no Estreito de Drake em PW por 100 m de profundidade.

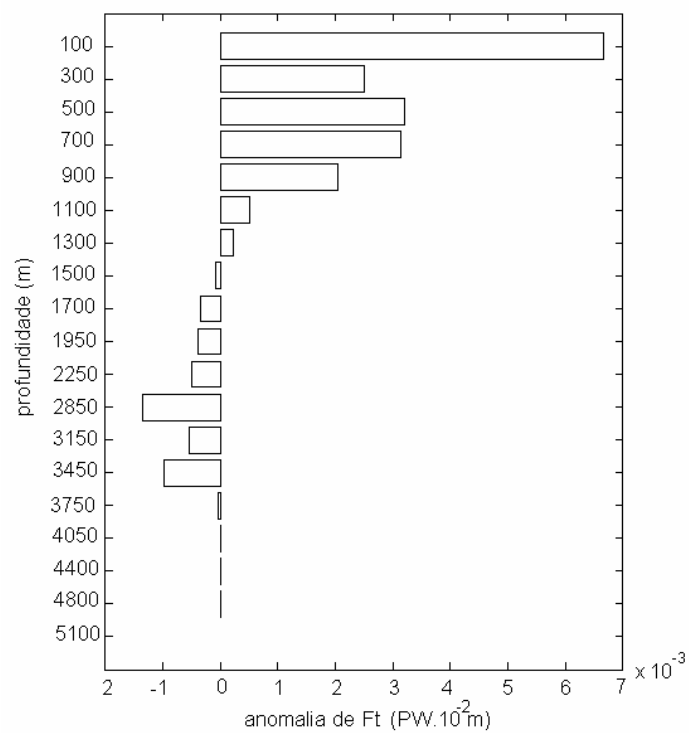


Figura 5.2.20 - Anomalia de fluxo advectivo de temperatura no paralelo 30°S em PW por 100 m de profundidade.

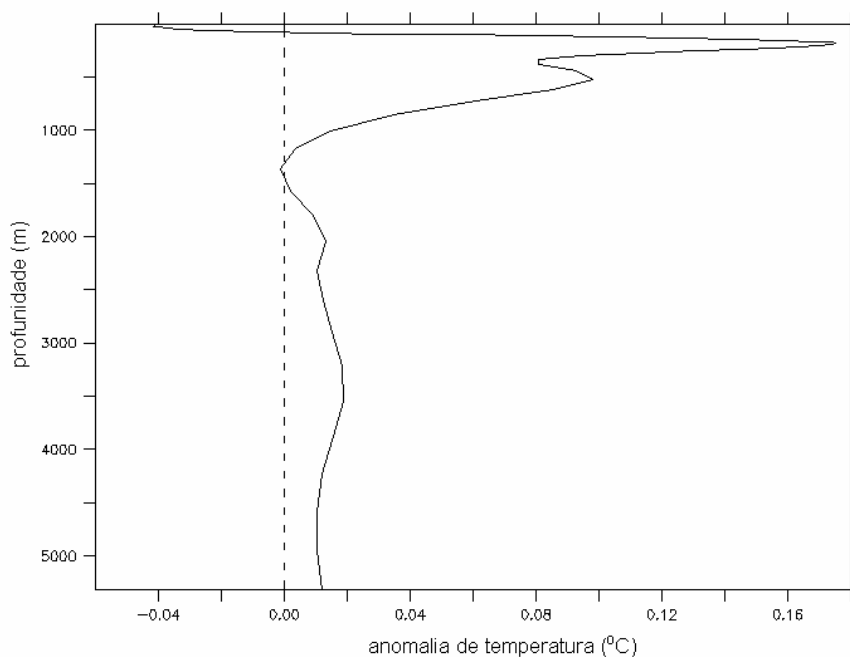


Figura 5.2.21 - Perfil vertical da anomalia de temperatura na bacia do AS, entre 070°W-020°E/70°S-10°S mostrando aquecimento médio do oceano.

Separando-se a anomalia em médias de 10° latitude e 100 m de profundidade, ao longo de todo o AS, obtém-se o gráfico mostrado na figura 5.2.22, onde estão indicadas as latitudes médias e a profundidade extrema de cada conjunto, bem como as médias das anomalias (linha pontilhada). Esses valores estão especificados na tabela 5.2.1. Na figura 5.2.23, estão representadas graficamente as médias para as áreas ao sul de 40°S e ao norte de 30°S, regiões posicionadas antes e após a confluência.



Tabela 5.2.1 - Anomalias médias de temperatura por faixas de latitude e profundidade

latitude prof (m)	70-60°W	60-50°W	50-40°W	40-30°W	30-20°W	20-10°W
0 - 100	-0,152	-0,066	-0,065	0,082	-0,015	-0,021
100 - 200	0,050	0,076	0,021	0,139	-0,093	0,428
200 - 300	0,030	0,108	0,112	0,065	-0,329	0,144
300 - 400	0,029	0,086	0,157	0,006	-0,401	-0,120
400 - 500	0,037	0,091	0,156	0,073	-0,146	0,006
500 - 600	0,037	0,084	0,120	0,151	0,009	0,055
600 - 700	0,026	0,070	0,078	0,170	0,030	0,027
700 - 800	0,016	0,056	0,045	0,152	0,016	0,011
800 - 900	0,005	0,037	0,018	0,104	0,015	0,055
900 - 1000	0,005	0,017	0,009	0,069	0,026	0,062
média	0,008	0,056	0,065	0,101	-0,089	0,039

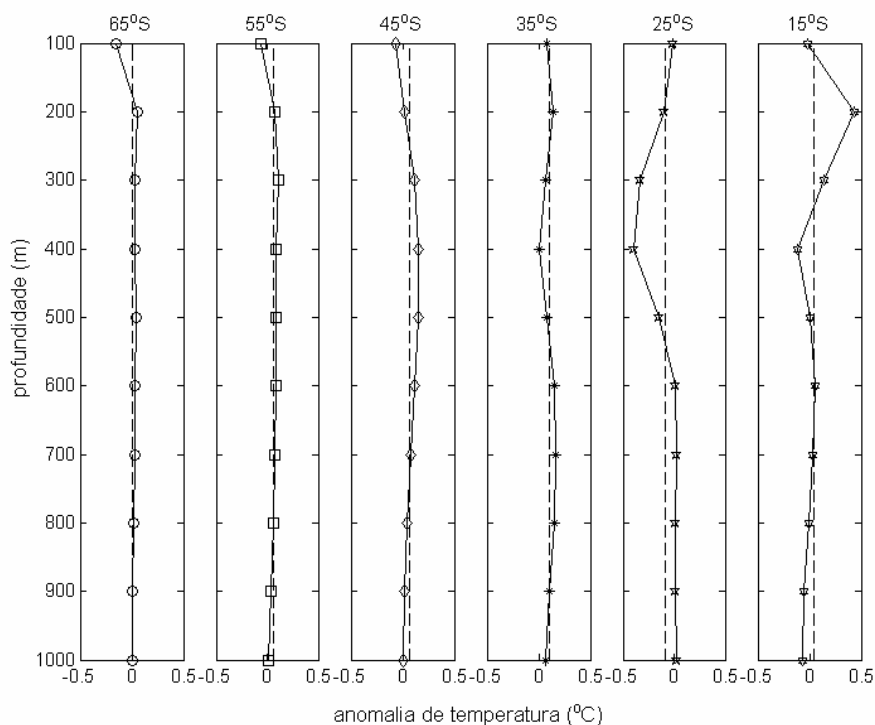


Figura 5.2.22 - Anomalias médias de temperatura por faixas de latitude e profundidade para a bacia do oceano Atlântico Sul.

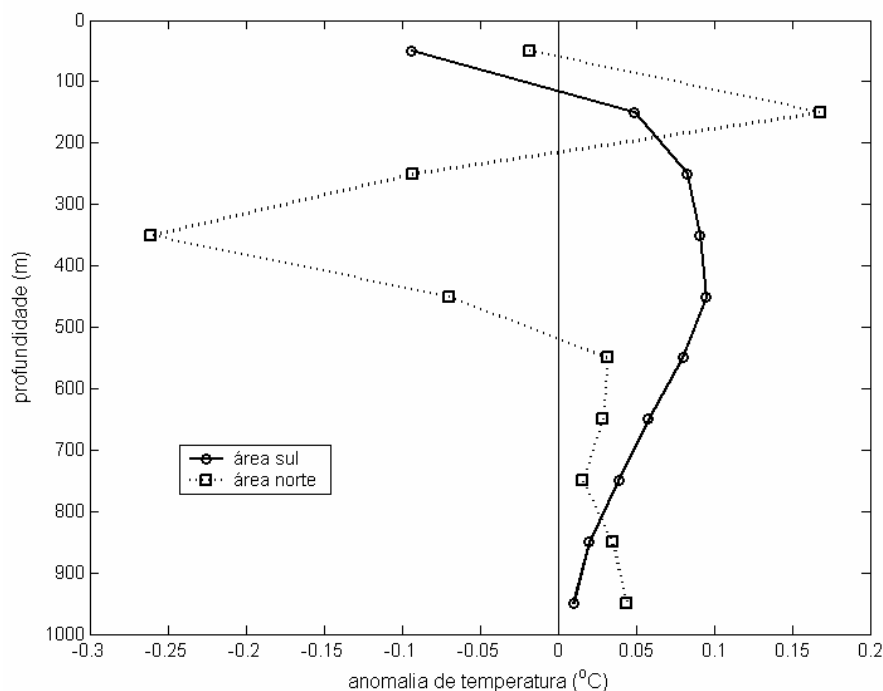


Figura 5.2.23 - Anomalias médias de temperatura por profundidade para as regiões ao sul (linha cheia) e ao norte (linha pontilhada) da confluência subtropical.

Pode-se perceber que na área ao sul da confluência a tendência é, nitidamente, de aquecimento, com núcleo entre 400 e 500 m. A média da anomalia nessa região de 0,05°C. Na área ao norte, há uma forte anomalia negativa em sub-superfície, entre 200 e 500 m, o que contribui para que a anomalia média seja negativa, com valor de -0,015°C. Os resultados da área sul indicam o aporte de água mais quente, provindas do Pacífico.

Na figura 5.2.24, pode-se verificar a anomalia média nos primeiros 1000 m de magnitude e orientação das correntes na área de interesse, para o mês de setembro. Há intensificações destacadas da Corrente Circumpolar Antártica, seja no sul do Estreito de Drake, seja ao longo do AS, da Corrente das Malvinas e do centro do giro subtropical. As mais notáveis resultantes negativas estão na CB, especialmente na região da confluência, e nos extremos do giro subtropical. Junto à Antártica, o aumento da magnitude da corrente produziu uma circulação ciclônica em torno de 30°W, bastante marcada.

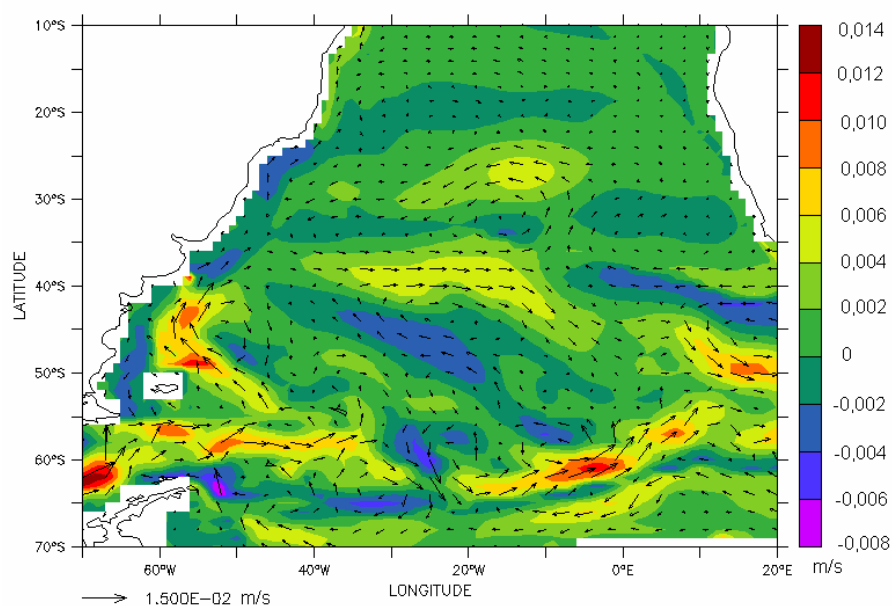


Figura 5.2.24 - Anomalia resultante, nos 1000 primeiros metros, de magnitude (em cores) e direção de corrente (setas) para o mês de setembro

### 5.2.3 - Confluência Brasil-Malvinas

Embora a intensificação do transporte tenha ocorrido na parte sul do ED, a Confluência Subtropical teve seu posicionamento alterado em cerca de  $0,5^\circ$ , o que fica mais bem evidenciado quando utilizada a isolinha de componente meridional de corrente meridional nula, no mês de setembro (figura 5.2.25). Nesse caso, a isolinha foi traçada na profundidade de 50 m, mas, outros testes não mostrados aqui, indicaram que os resultados são análogos em termos de variação, diferenciando-se, ligeiramente, no posicionamento.

A utilização de isotermas como marco de posicionamento da confluência mostrou resultados coerentes com os anteriores. Objetivando-se manter, em parte, o critério descrito por Olson et al (1988), o cruzamento com a isobatimétrica de 1000 m, aquela que melhor caracterizou tanto a posição da confluência, quanto seu deslocamento, foi a referente a  $14^\circ\text{C}$ , também na profundidade de 50 m. No entanto, a maior variação observada foi mais a leste, no cruzamento com a isobatimétrica de 5000 m (figura 5.2.26).

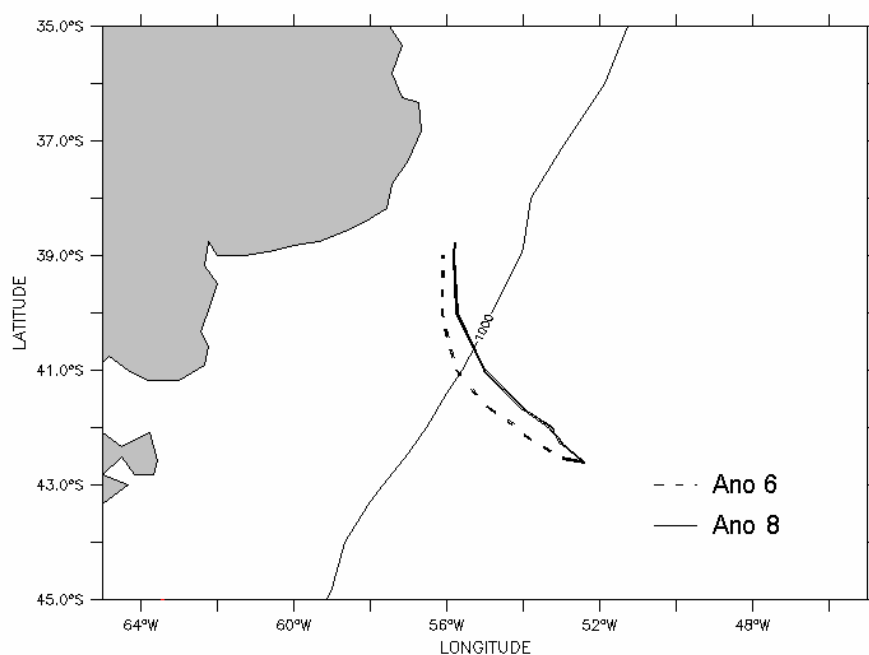


Figura 5.2.25 - Variação da posição confluência sub-tropical entre os anos 6 e 8, utilizando como critério a isolinha de componente meridional de corrente nula a 50 m de profundidade.

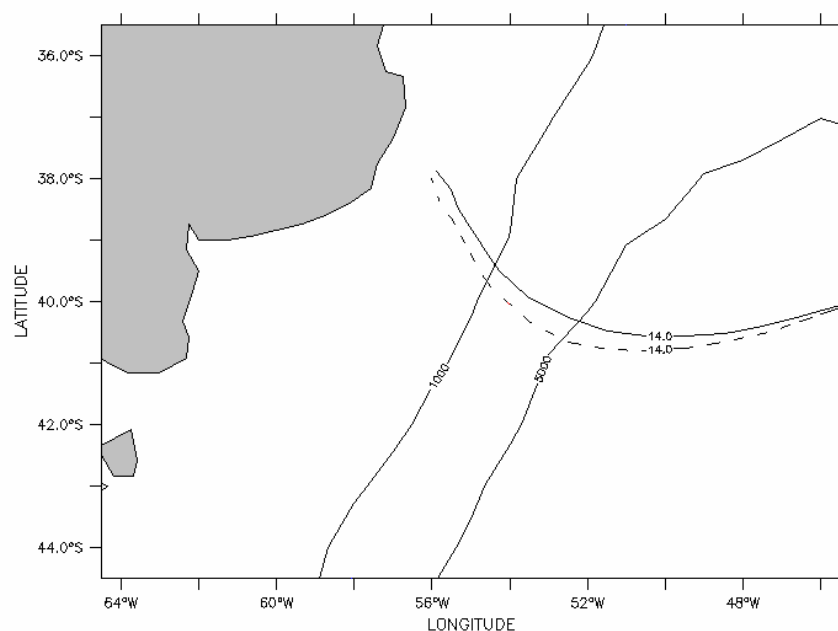


Figura 5.2.26 - Variação da posição confluência sub-tropical entre os anos 6 e 8, utilizando como critério a isoterma de 14°C a 50 m de profundidade.

Na região da confluência, houve significativas alterações nos padrões de correntes e de temperatura. Assim como o ocorrido com a própria confluência, a maior intensidade da CM deslocou as isolinhas de velocidade para norte, aumentando a energia em latitudes menores. Na figura 5.2.27, vê-se o perfil longitudinal de intensidade da componente  $u$  de corrente, em 055°W, entre os paralelos 50 e 36°S. Nota-se que, ao sul, até a latitude de 46°S, a componente é negativa, indicando o ramo da CM que se desloca em direção à costa, com inversão de sentido a partir daí. Em praticamente toda a região, as isolinhas tornaram-se mais profundas e setentrionais pelo aumento do transporte.

No campo de temperaturas (figura 5.2.28), o mesmo tipo de comportamento pode ser observado, com deslocamento das isotermas em direção ao norte, notadamente nos primeiros 200 m. Nos pontos mais profundos, verifica-se um aprofundamento das isolinhas, com destaque para as de 5 e 6°C, indicando maior volume de água nesse intervalo de temperatura. Tais alterações promovem um resfriamento superficial do norte da área, conforme já mostrado na tabela 5.2.1 e na figura 5.2.18, o que pode ser melhor visualizado no perfil de anomalias de temperatura para a região (figura 5.2.29).

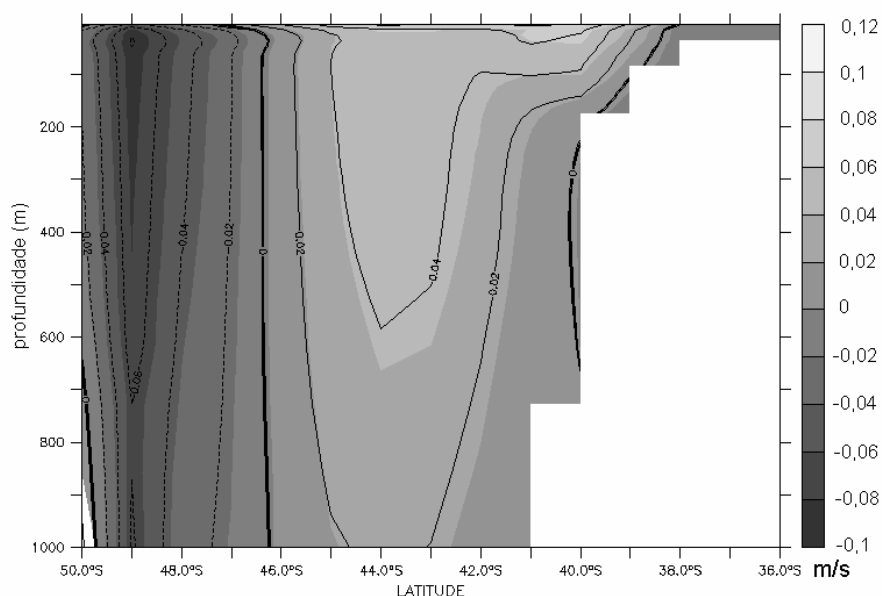


Figura 5.2.27 - Perfil meridional a 055°W da componente zonal de velocidade para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza).

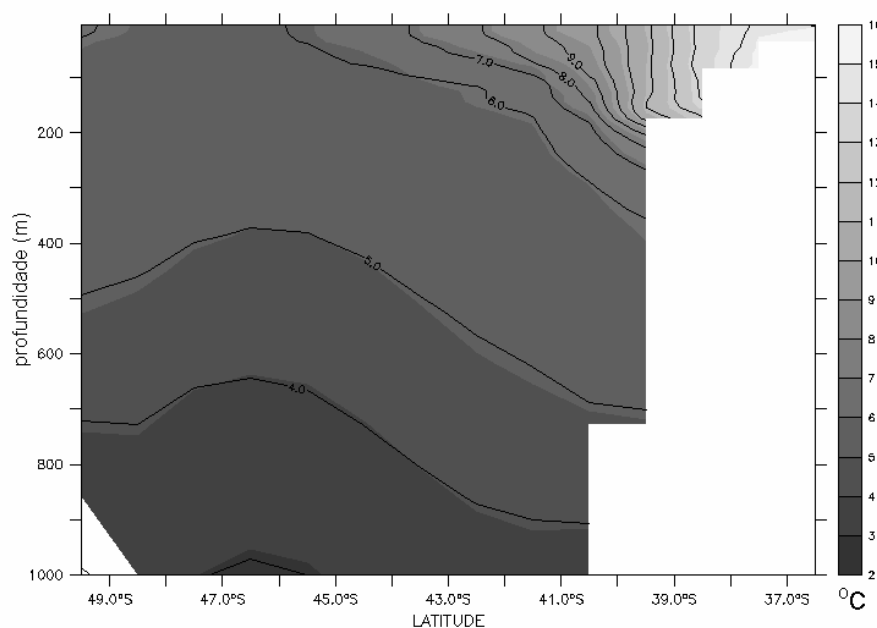


Figura 5.2.28 - Perfil meridional a 055°W de temperatura para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza).

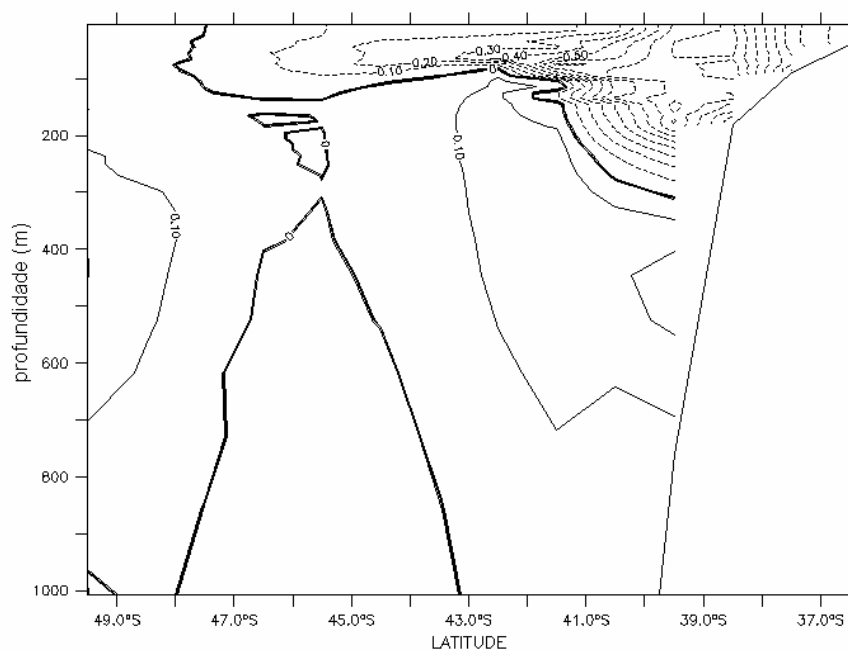


Figura 5.2.29 - Perfil meridional a 055°W da anomalia de temperatura para os anos 6 e 8.

A intensificação do transporte no ED afetou, também, o posicionamento do núcleo da Corrente do Atlântico Sul ao longo do meridiano 040°W, como pode ser visto nos perfis meridionais da componente zonal de velocidade (figura 5.2.30). Percebe-se que, no campo referente ao ano anômalo (tons de cinza), a região positiva (rumo leste) está

deslocado para norte, quando comparado com o clima (isolinhas), até cerca de 300 m. Em contrapartida, a região de componente negativa (rumo oeste) está mais ao sul, abaixo daquela profundidade. Nos núcleos de maiores intensidades positivas, localizados nos paralelos 41 e 32°S, respectivamente, as diferenças são da ordem de 1 cm/s em superfície, decaindo em profundidade.

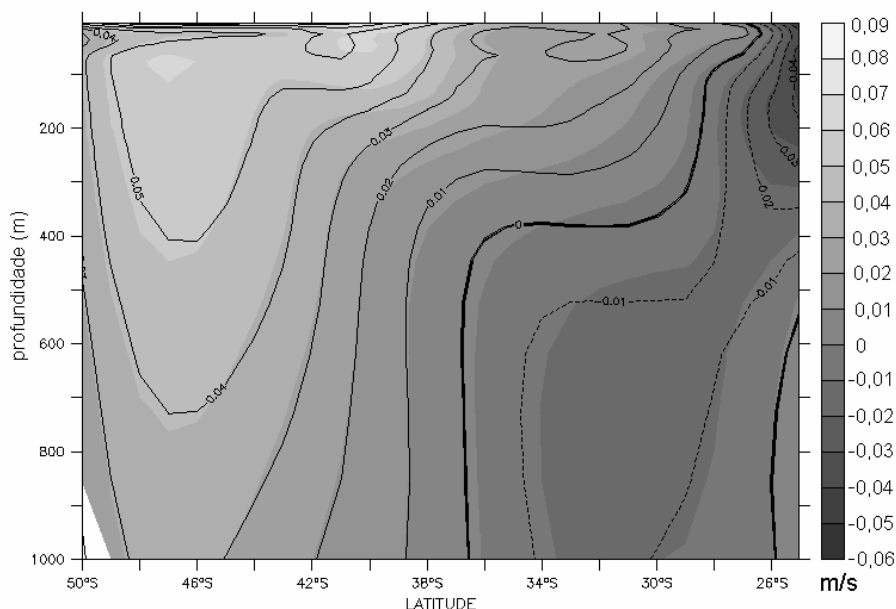


Figura 5.2.30 - Perfil meridional em 040°W da componente zonal de corrente para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza)

A alteração na estrutura das correntes induziu modificações nos campos de temperatura da região (figura 5.2.31), com deslocamento das isotermas para sul, até, aproximadamente, 34°S, e em sentido oposto a partir daí, o que indica que ocorreu aquecimento no primeiro trecho e resfriamento no segundo. Em superfície, até, aproximadamente, 100 m, a variação principal é meridional, produzindo anomalias positivas e negativas ao longo do meridiano. Já em maiores profundidades, a principal característica é o aprofundamento das isotermas, como, por exemplo, a relativa a 4°C, entre 50 e 32°S, ou, em menor escala, a de 16°C, entre 37 e 31°S.

A comparação das anomalias da componente zonal de corrente e de temperatura (figura 5.2.32) permite perceber mais detalhadamente essas transformações. Como esperado, os centros de máximo das anomalias não são coincidentes. De sul para norte, há regiões de anomalia negativa, tanto de temperatura, quanto de intensidade, relativos ao limite anterior da porção sul da ACAS, seguidos de anomalias positivas, que marcam a posição dos núcleos atuais. Isso indica, por exemplo, que a temperatura limite do ramo sul da ACAS, 16°C, avançou para norte, ocupando um

local onde a temperatura era, anteriormente, maior, o que resulta em anomalia negativa. O raciocínio inverso é aplicável para as regiões de anomalia positiva.

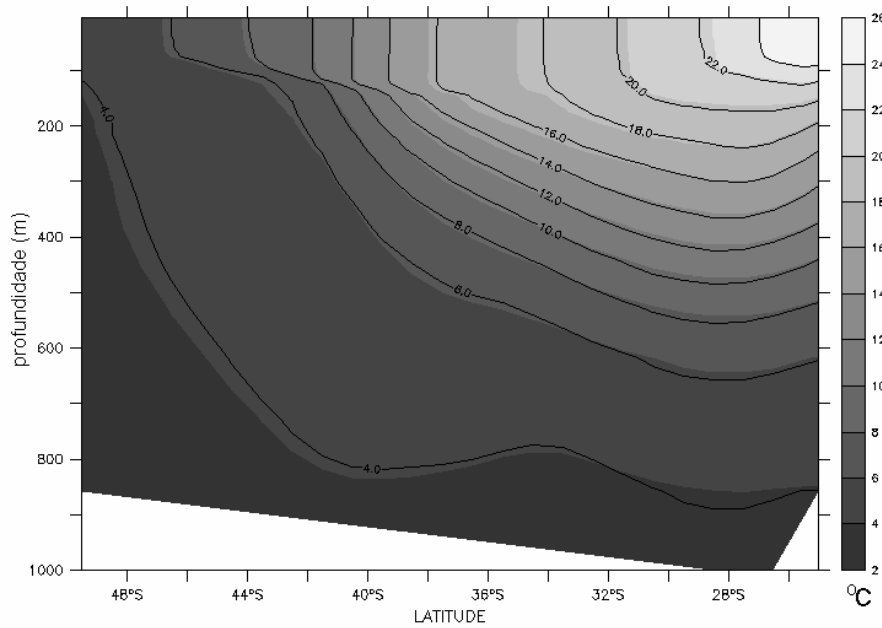


Figura 5.2.31 - Perfil meridional em 040°W da temperatura para os anos 6 (isolinhas) e 8 (tons de cinza).

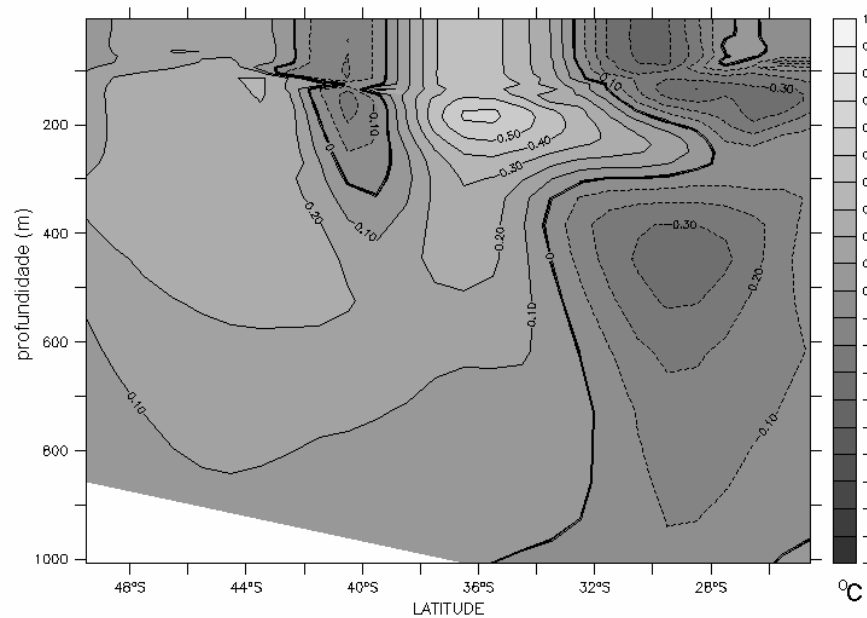


Figura 5.2.32 - Perfil meridional de anomalias da componente zonal de corrente (tons de cinza) e de temperatura (isolinhas) 040°W.

A vorticidade potencial ( $V_p$ ) para fluidos estratificados é dada por



$$V_p = \frac{\zeta + f}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

onde  $\zeta$  é a vorticidade relativa  $\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)$  e  $f = (2\Omega \sin \theta)$  é a vorticidade planetária. Mas, sendo o número de Rossby muito menor que 1,  $\zeta \cong 0$  e

$$V_p = \frac{f}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

Portanto, no interior de massas d'água e na camada de mistura, onde a temperatura e a salinidade variam pouco verticalmente, a vorticidade potencial é pequena. Na região da termoclina, onde a temperatura diminui rapidamente com a profundidade, especialmente no seu topo, esse valor tende a ser máximo. No entanto, embora seja, por definição, a região da termoclina, a ACAS é formada por diversas águas tipo, volumes com densidades muito próximas, o que confere a essas regiões um mínimo de vorticidade.

No perfil meridional (040°W) de vorticidade potencial, mês de setembro do ano 8 (figura 5.2.33), pode-se identificar as regiões de máximo, logo abaixo da base da camada de mistura, e, especialmente, nas proximidades da confluência, entre 35 e 40°S, aproximadamente. Destaca-se, também, uma zona de baixa  $V_p$  entre as isothermas de 18 e 16°C, próximo aos 27°S.

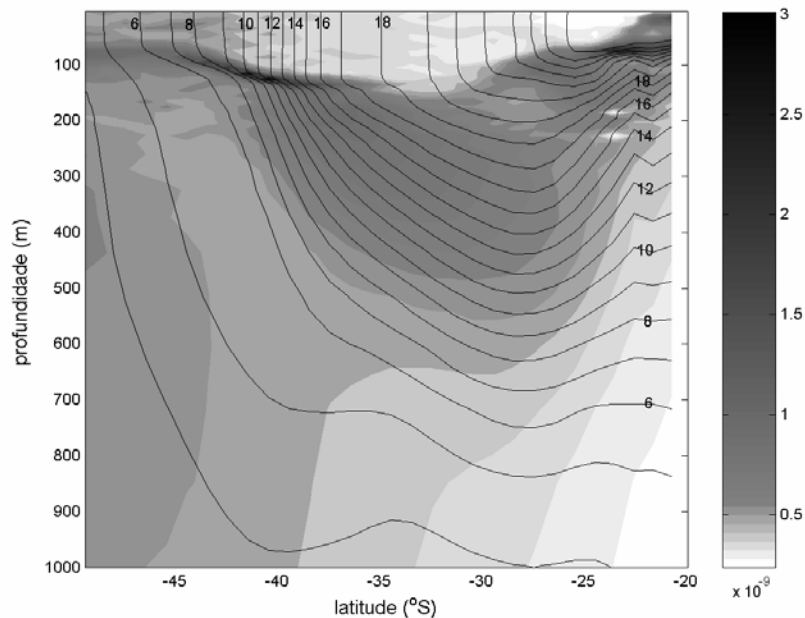


Figura 5.2.33 - Perfil meridional de vorticidade potencial em 040°S, para o ano 8. As isolinhas são referentes às temperaturas do mesmo ano.

A comparação com a climatologia pode ser visualizada na figura 5.2.34, notando-se que as diferenças mais significativas estão nos primeiros 200 m e em torno do topo da termoclina. Em, praticamente, todas as regiões, há anomalias positivas e negativas alternadas verticalmente, indicando o deslocamento de isotermas ou a alteração dos volumes nas diferentes faixas de temperatura.

Para verificar essa possibilidade, foram realizadas duas comparações. A primeira, da variação da espessura de camadas isotermas, divididas em classes de 1°C (figura 5.2.35). Na segunda, foram verificadas as anomalias da profundidade de ocorrência das isotermas (figura 5.2.36), lembrando-se que, valores negativos indicam aprofundamento da isolinha, uma vez que a profundidade do ano anômalo é menor que a do clima, e vice-versa. Em ambos os casos, o intervalo analisado foi entre 6 e 20°C.

Em 29°S, entre 100 e 200 m, onde há uma zona de anomalia negativa de  $V_p$ , há, também, o espessamento das camadas com temperatura superiores a 18°C, com a elevação da isoterma de 20°C e o aprofundamento daquela de 19°C. O aumento da espessura das camadas diminui o gradiente de densidade ( $\partial \rho / \partial z$ ), o que leva à variação encontrada. Isso pode ser confirmado pela análise dos perfis de temperatura para os dois anos (figura 5.2.37), que indica o resfriamento da camada de mistura em cerca de 0,5°C e maior número de pontos nas 3 classes de temperatura citadas, resultando em maior volume e diminuição do gradiente de temperatura nesse trecho, mostrado pela maior inclinação da curva em relação à perpendicular.

Em torno de 35°S, há, também, uma zona de diminuição da vorticidade potencial. Observando-se a figura 5.2.38, pode-se perceber, no perfil relativo ao ano 8, uma acentuada diminuição no gradiente vertical de temperatura próximo aos 18°C, ao redor dos 150 m de profundidade, que não ocorre na climatologia. Nessa coordenada, a temperatura da camada de mistura aumentou cerca de 0,5°C, assim como toda a porção superior do perfil.

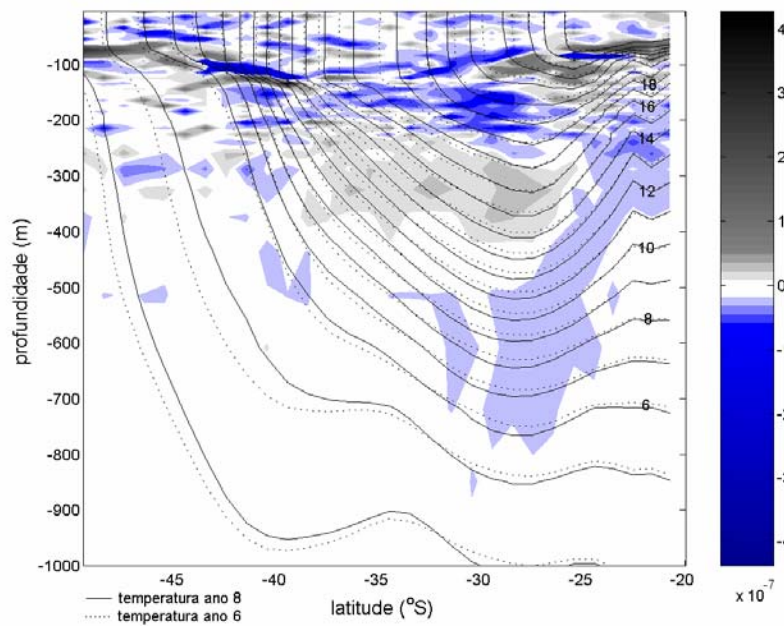


Figura 5.2.34 - Perfil meridional da anomalia de vorticidade potencial em 040°S. As isolinhas representam as isotermas para o ano 8 (linha cheia) e para o ano 6 (pontilhada).

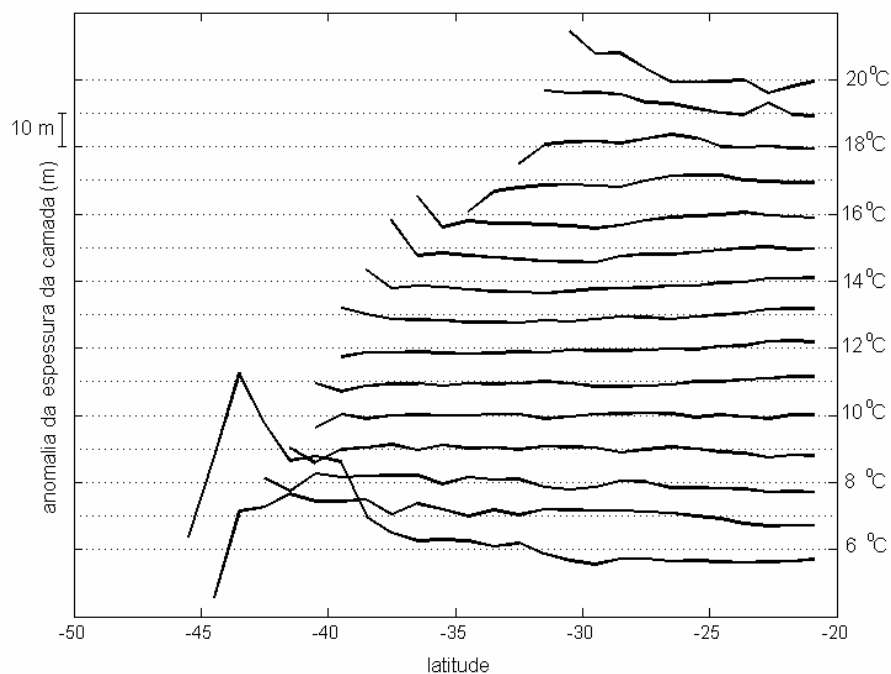


Figura 5.2.35 - Perfil meridional da anomalia de espessura de isotermas em 040°S. As linhas pontilhadas são relativas à variação nula de espessura para as isolinhas de temperatura assinaladas à direita do gráfico.

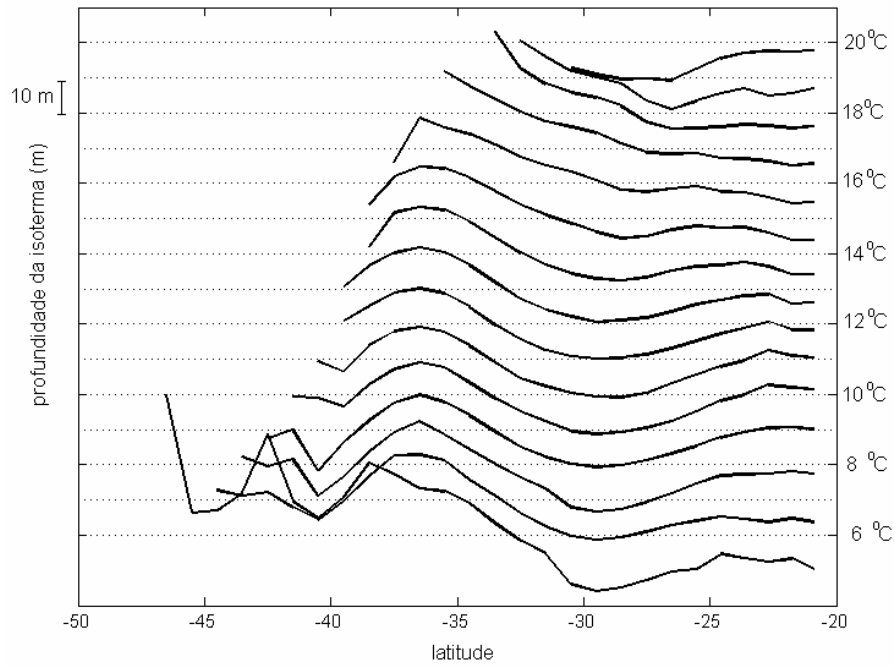


Figura 5.2.36 - Perfil meridional da anomalia de profundidade de isotermas em 040°S. As linhas pontilhadas são relativas à variação nula de profundidade para as isolinhas de temperatura assinaladas à direita do gráfico.

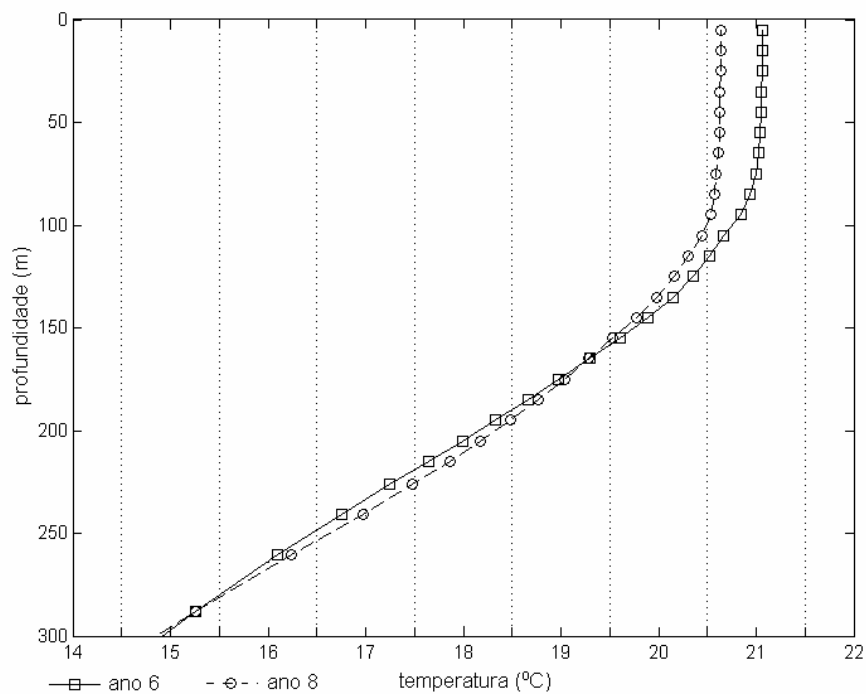


Figura 5.2.37 - Detalhe do perfil de temperatura para o ponto de coordenadas 29°S,040°W para os anos 6 e 8.

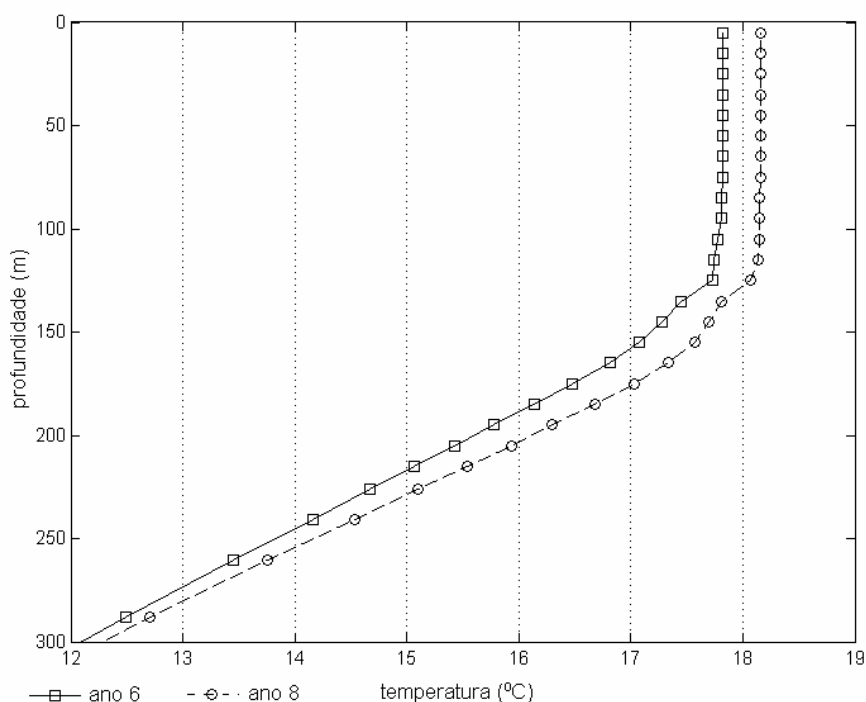


Figura 5.2.38 - Detalhe do perfil de temperatura para o ponto de coordenadas 35°S,040°W para os anos 6 e 8.

Provost et (1999) destacam 3 águas modais no Atlântico Sul: a primeira, entre as isotermas de 18 e 16°C, com espessura menor que 150 m; a segunda, entre 16 e 14°C, com espessura de 300 m ou mais; e a terceira, entre 14 e 12°C, com espessura menor que 300 m. Felix (2006) identificou a água modal do segundo tipo, com 210 m de espessura, a cerca de 290 m de profundidade. Nos resultados do modelo, nenhuma das 3 apresentou espessura maior que 120 m. Porém, todas apresentaram anomalias em relação à climatologia, sendo as do terceiro tipo as maiores. Nas figuras 5.2.39 e 5.2.40, estão representadas, respectivamente, a espessura da água modal tipo 3 e sua anomalia. Nota-se que, na porção oeste do AS, as anomalias são muito pequenas ou nulas e a que maior variação, 40 m, localiza-se no giro subtropical.

Análises semelhantes, procedidas ao longo do meridiano 030°W (figura 5.2.41), mostram, a partir do paralelo 31°S, profundidades significativamente mais rasas para as isotermas maiores que 10°C, resultando em resfriamento da coluna d'água até 500 m.

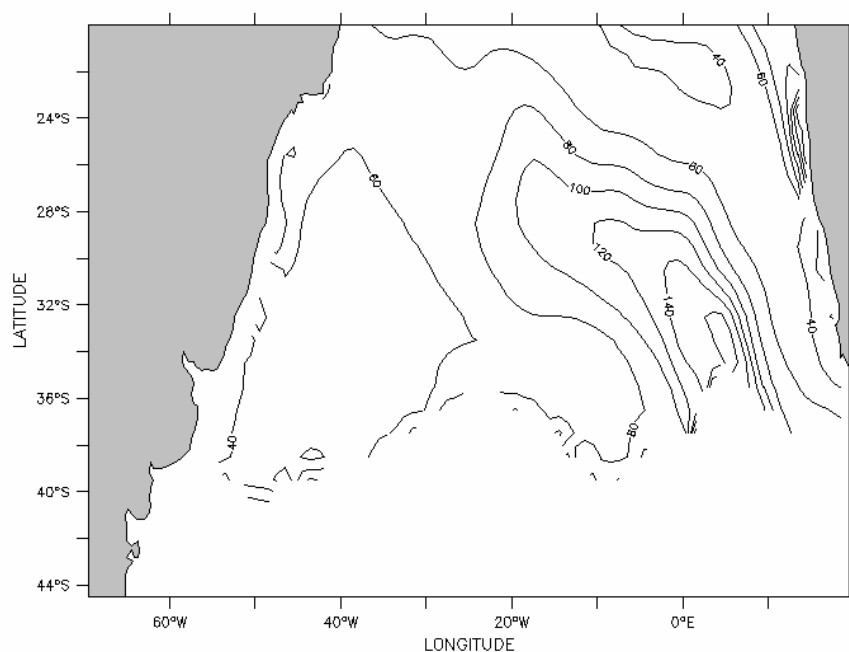


Figura 5.2.39 - Espessura (m) da água modal tipo 3, segundo Provost et al (1999), entre as isotermas de 12 e 14°C, no ano 8.

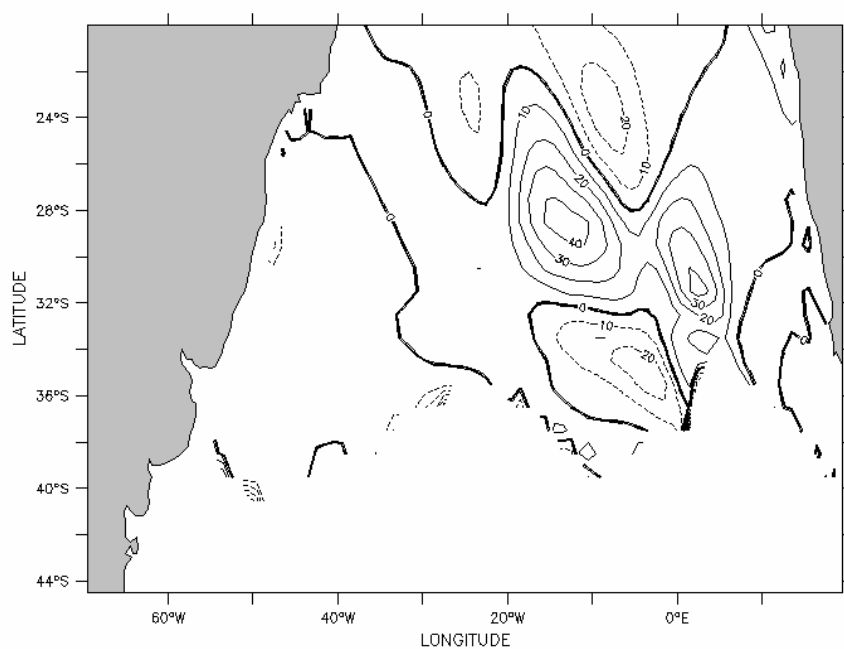


Figura 5.2.40 - Anomalia de espessura (m) da água modal tipo 3, entre as isotermas de 12 e 14°C.

Nesse ponto, deve ressaltar que, embora os limites termohalinos superiores para essa massa d'água aqui adotados sejam 18°C e 36 ups, Miranda (1984) mostrou que, para a região sudeste do Brasil, entre o Cabo de São Tomé (RJ) e São Sebastião (SP), tais limites podem ser estendidos até 20°C e 36,4 ups e Candella (1999) mostrou que esse critério pode ser aplicado para a região compreendida entre 20 e 30°S e 040 e 050°W. Incluindo-se a isoterma de 20°C, fica ainda mais evidente que a ACAS torna-se, nessa região, mais rasa e com maior espessura.

Da mesma forma que em 040°W, as temperaturas da camada de mistura tornaram-se mais elevadas, do sul até as proximidades da confluência, com tendência a diminuir a partir daí, devido ao deslocamento meridional das isotermas.

Ao mesmo tempo, ocorre um aprofundamento das águas com temperaturas inferiores a esse valor, podendo-se destacar a variação ocorrida em 4°C, na altura do paralelo 36°S, aumentando a espessura dessa camada e, conseqüentemente, seu volume.

O gráfico de anomalias de temperatura (figura 5.2.42) permite melhor visualização das alterações ocorridas, destacando o resfriamento da região ao norte, deslocamento da confluência, este coerente com o ocorrido no meridiano 040°C, e aquecimento da água abaixo de 500 m.

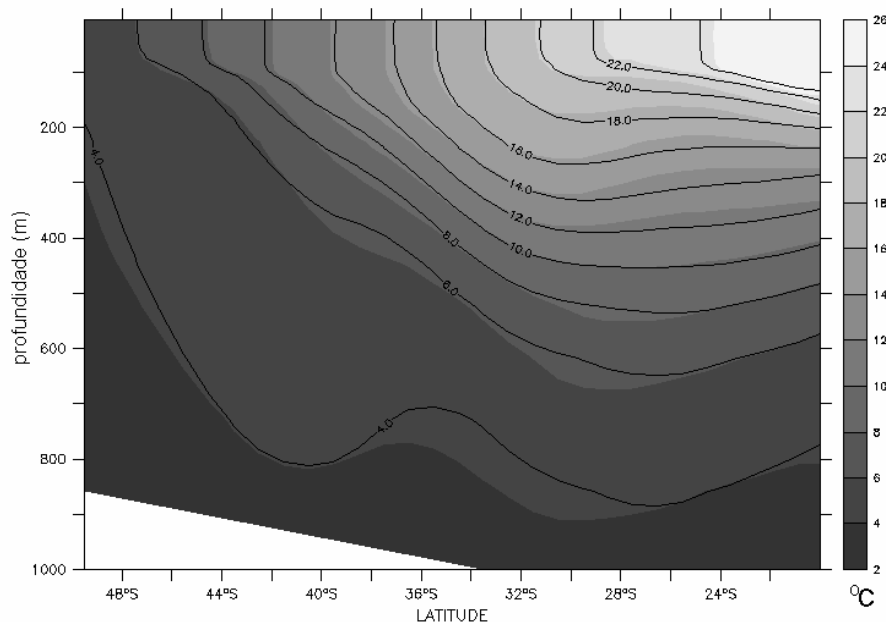


Figura 5.2.41 - Perfis meridionais de temperatura em 030°W para os anos 6 (isolinhas) e 8 (preenchido).

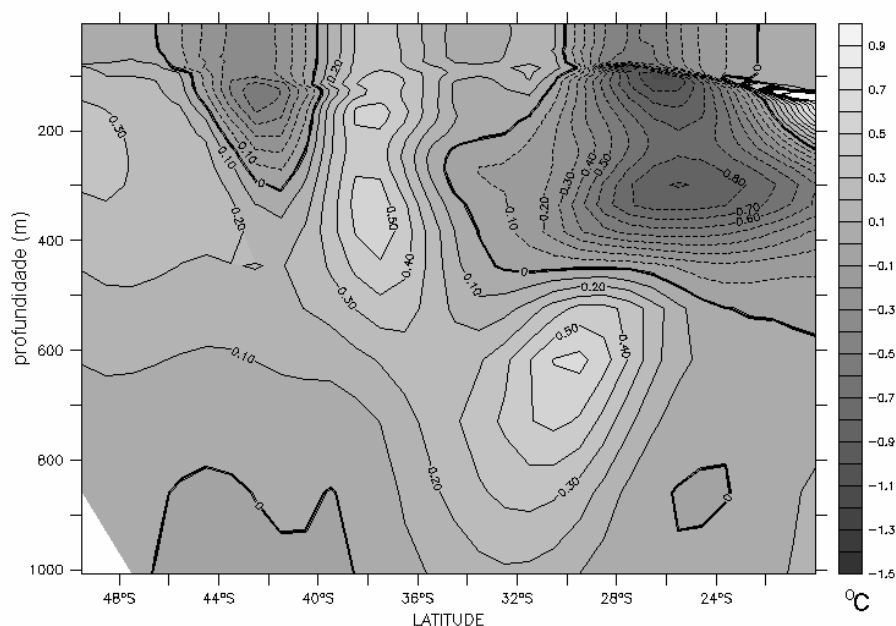


Figura 5.2.42 - Perfil meridional de anomalia de temperatura em 030°W, evidenciando as alterações ocorridas na região da confluência Brasil-Malvinas.

#### 5.2.4 - Anomalias na ACAS

O campo de espessura da ACAS, considerando-se o intervalo de 6 a 18°C, foi alterado, com variações máximas da ordem de 100 m, quando comparado com a climatologia. Na figura 5.2.43, nota-se que as anomalias de espessura não coincidem com as relativas à isoterma de 18°C, topo da ACAS (figura 5.2.44). Portanto, têm que ser relacionadas, também, à temperatura inferior da massa d'água, 6°C, conforme pode ser visto na figura 5.2.45.

Porém, as águas centrais constituem, por definição, a termoclina permanente (Karstensen & Quadfasel, 2002), estrutura presente em todo o oceano, não restrita aos locais onde a temperatura de 18°C é encontrada. No leste do Oceano Atlântico Sul, o topo da termoclina varia em torno de 10°C e, dessa forma, a região entre 6°C e essa temperatura é uma porção que deve ser analisada. Considerando-se o tipo de anomalia introduzida, essa é uma zona primária de alterações.



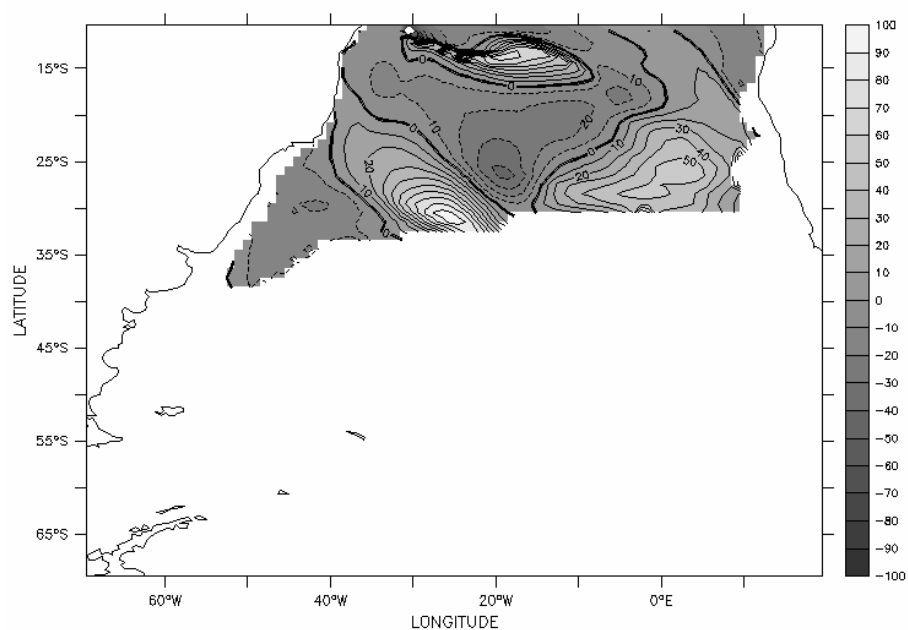


Figura 5.2.43 - Anomalia da espessura da ACAS considerando-se o intervalo de temperaturas entre 6 e 18°C, para o mês de setembro.

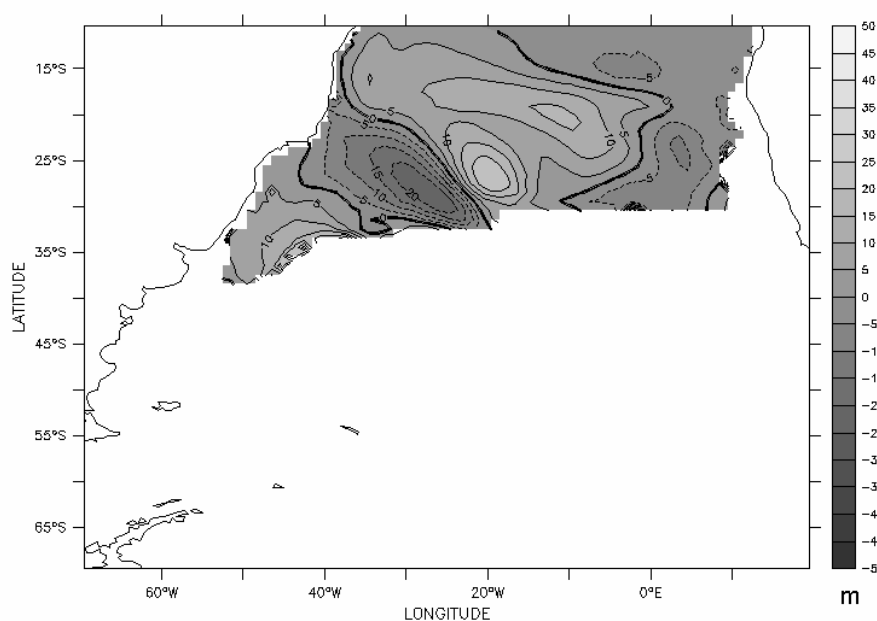


Figura 5.2.44 - Anomalia de profundidade da isoterma de 18°C, para o mês de setembro.

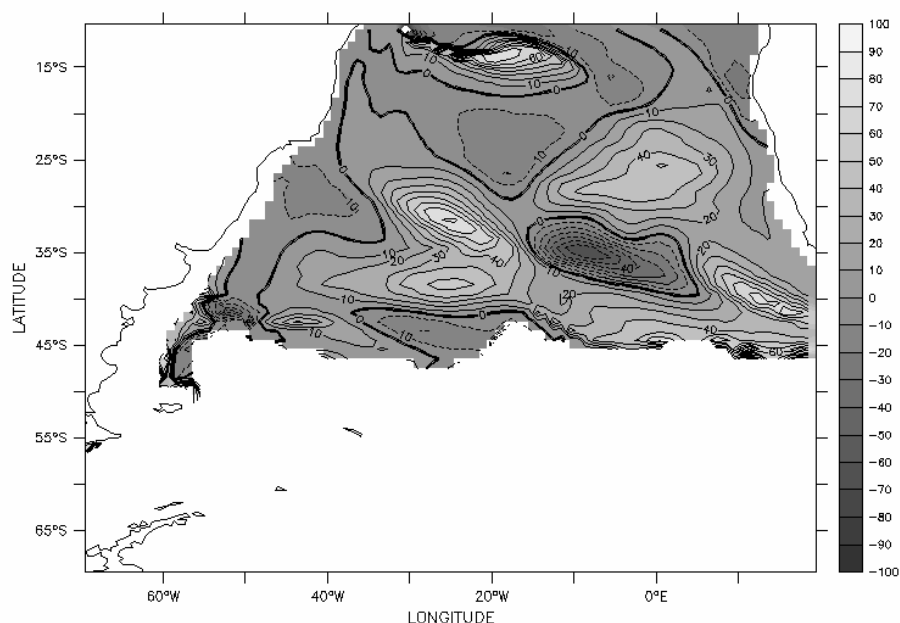


Figura 5.2.45 - Anomalia de profundidade da isoterma de 6°C para o mês de setembro, indicando zonas de aprofundamento entre 25 e 45°S.

Para melhor avaliar as modificações nas diferentes faixas de temperatura, dividiu-se o intervalo relativo à ACAS em duas partes, uma entre 10 e 18°C e outra entre 6 e 10°C. Na tabela 5.2.2, estão listados os volumes e anomalias dessas subdivisões, bem como aquele referente aos limites da definição clássica da ACAS, para o mês de setembro. Observa-se que os valores referentes à porção mais fria da massa d'água são bastante superiores, coerentemente com sua distribuição espacial mais ampla, e que a anomalia a ela associada é, comprovando a afirmativa do parágrafo anterior, também mais efetiva. Mesmo dentro da variação computada para o total da ACAS (6-18°S), percebe-se que, a parte superior, mais quente, foi responsável por apenas uma pequena parcela, uma ordem de grandeza menor, podendo-se concluir que o restante da anomalia ocorreu no nível inferior.

Deve-se lembrar que as forçantes atmosféricas permaneceram constantes, o que, certamente, também contribuiu na formação das estruturas térmicas encontradas, uma vez que mudanças nos campos de fluxos de calor e de vento afetariam, mais diretamente, as camadas superiores.

Para as outras massas d'água anteriormente citadas, APAN e AAF, não foram constatadas anomalias significativas de volume, razão pela qual suas análises são aqui apresentadas.

Tabela 5.2.2 - Volumes e anomalias para a ACAS e as subdivisões utilizadas, sendo o percentual em relação ao volume do clima, para o mês de setembro.

ACAS (6 - 18°C)	ano 6	6.460e+012
	ano 8	6.569e+012
	anomalia	1.088e+011
	%	1,69
10 - 18°C	ano 6	3.181e+012
	ano 8	3.196e+012
	anomalia	1.491e+010
	%	0,47
6 - 10°C	ano 6	4.816e+012
	ano 8	4.957e+012
	anomalia	1.409e+011
	%	2,92

De uma forma geral, as principais alterações, em termos de volume, foram o acréscimo de água com temperatura entre 4 e 9°C, com diminuição de volumes com temperaturas menores que 4°C. Na figura 5.2.46, estão mostradas as variações mensais de volume por faixa de temperatura, entre 0 e 20°C, sendo o intervalo de classes de 2°C. Esses resultados, mais uma vez, corroboram os anteriores, mostrando o aquecimento derivado da maior entrada de água do Pacífico através do ED e balanço de volume indica tendência à estabilidade.

### 5.2.5 - Anomalias na Profundidade de Camada de Mistura

Como as forçantes atmosféricas são climatológicas, os movimentos verticais da base da camada de mistura superior do oceano têm que ser atribuídos a alterações ocorridas no interior do oceano. Uma possibilidade seria a variação diferenciada de intensidade de corrente acima e abaixo da termoclina, o que produz cisalhamento e turbulência, modificando, com isso, aquela profundidade, para cima ou para baixo. No entanto, as variações nas correntes foram relativamente fracas nos experimentos e seus efeitos podem ser desprezados, nesse caso. Portanto, a causa primária está ligada à advecção de água.

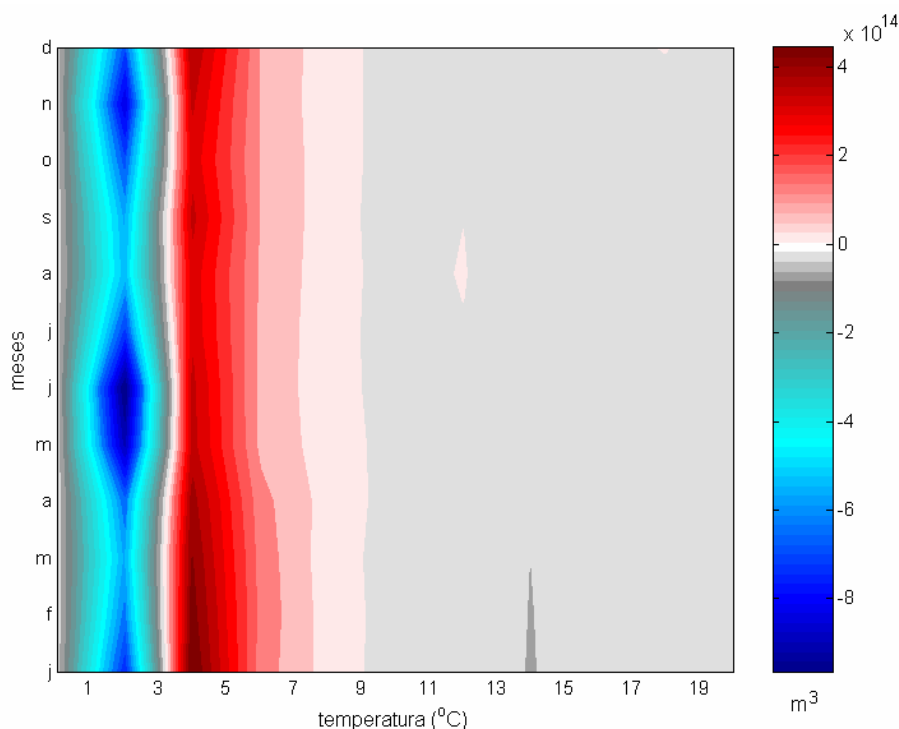


Figura 5.2.46 - Variação mensal da anomalia de volume por faixas de temperatura para a bacia do AS, entre 70-10°S;070°W-20°E, destacando-se a diminuição do volume entre 0 e 3°C e o aumento deste entre 4 e 9°C.

Considerando-se que a profundidade da camada de mistura (PCM) está abaixo dos 10 m, em todo o domínio, e que a temperatura tende a ser homogênea no interior desta, utilizou-se a temperatura nessa profundidade como aquela típica da própria camada (TCM).

Em uma média geral de todo o domínio do Atlântico Sul, as variações são negativas, tanto da PCM, quanto da TCM, com valores de -11,7 m e -0,02°C, respectivamente. No entanto, essas médias para a região compreendida entre os paralelos 60 e 10°S são de, apenas, -0,70 m e -0,2°C. Assim, pode-se presumir que, fora do eixo da CCA, as anomalias locais PCM são devidas ao deslocamento de estruturas térmicas como um todo.

Tomando-se a variação meridional média da PCM, pode-se confirmar que as anomalias tendem a diminuir de sul para norte. Por facilidade de visualização, dividiu-se a área de interesse em duas regiões, de 70 a 60°S e de 60 e 10°S. Em altas latitudes, a geração de uma circulação anticiclônica em 30°W promoveu o deslocamento, para norte, de águas mais frias, tornando a TCM mais baixa e a PCM mais rasa, sendo essa a principal contribuição para a grande anomalia encontrada nessa faixa (figura 5.2.47). No restante do domínio, as alterações são bem menores, principalmente a partir do paralelo 55°S (figura 5.2.48). Nota-se que anomalias

positivas e negativas se sucedem, reforçando a conclusão descrita no parágrafo anterior.

Em termos de utilização prática, especialmente, para as que utilizam velocidade do som, essas variações têm efeitos significativos. Modelos unidimensionais de camada de mistura, como os descritos por Thompson (1986), por exemplo, desprezam a advecção, levando em consideração somente os fluxos de superfície e vento. Dessa forma, pode-se constatar a possibilidade de alteração desse parâmetro, mesmo em condições em que as forçantes citadas são constantes.

Na figura 5.2.49, as anomalias de profundidade da camada de mistura e temperatura podem ser visualizadas e a correlação entre os dois parâmetros constatada, embora esta não seja constante. Pode-se constatar que, na maioria dos casos, as anomalias positivas da PCM correspondem a variações também positivas de temperatura, sendo o inverso também válido. Em outras palavras, nos locais onde a camada de mistura tornou-se mais profunda, tornou-se, também, mais quente. Como, em teoria e de uma forma geral, o aprofundamento da profundidade da camada de mistura é acompanhado de resfriamento de sua temperatura, esse é mais um argumento para reforçar a tese de que houve advecção das estruturas térmicas.

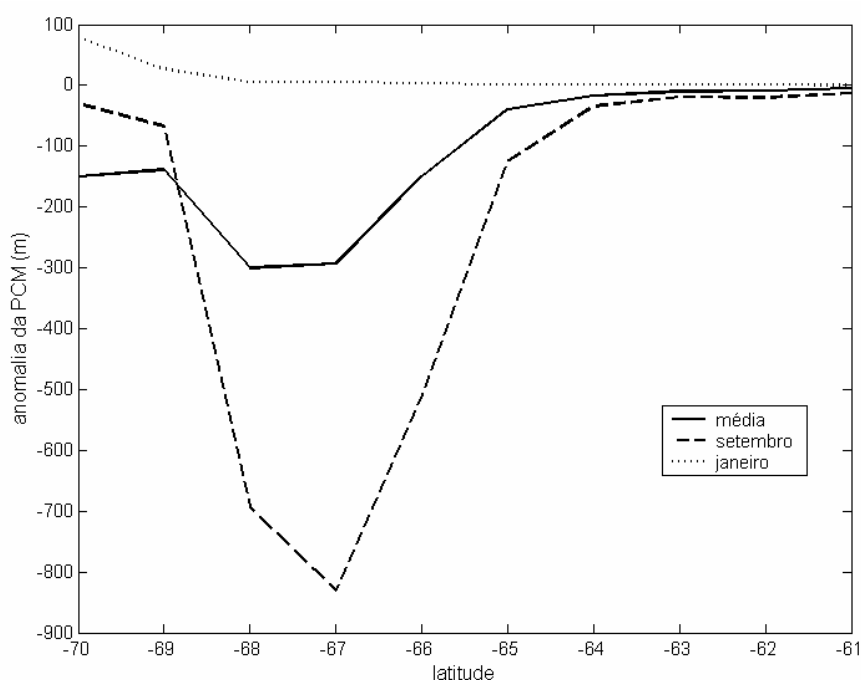


Figura 5.2.47 - Variação meridional média da anomalia da profundidade da camada de mistura entre 70 e 60°S. A grande variação em torno do paralelo 67°S está relacionada com o tipo de definição de profundidade de camada de mistura adotado.

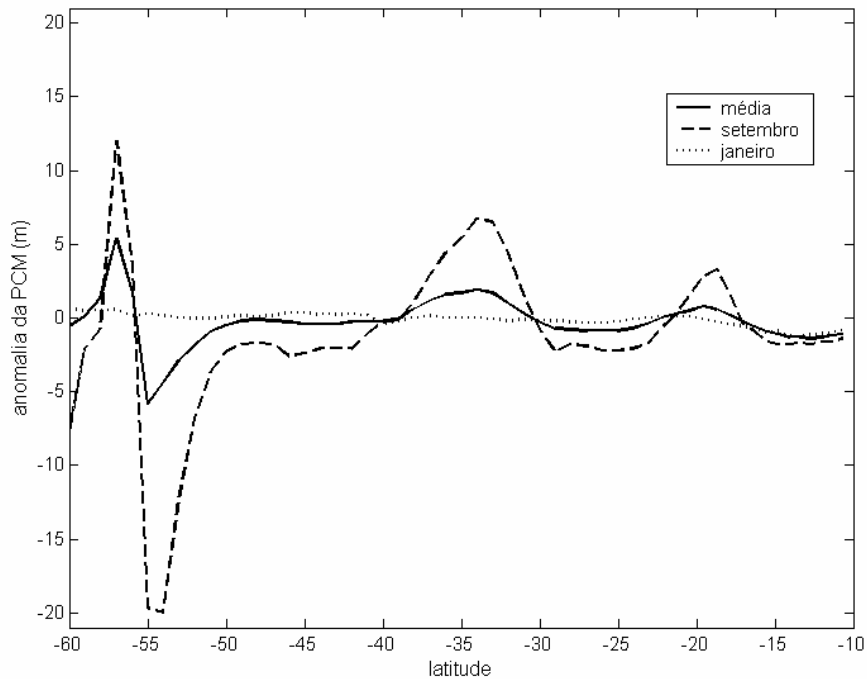


Figura 5.2.48 - Variação meridional média da anomalia da profundidade da camada de mistura entre 60 e 10°S. Nota-se que, as anomalias estão concentradas no mês de setembro, praticamente não havendo diferenças durante o mês de janeiro.

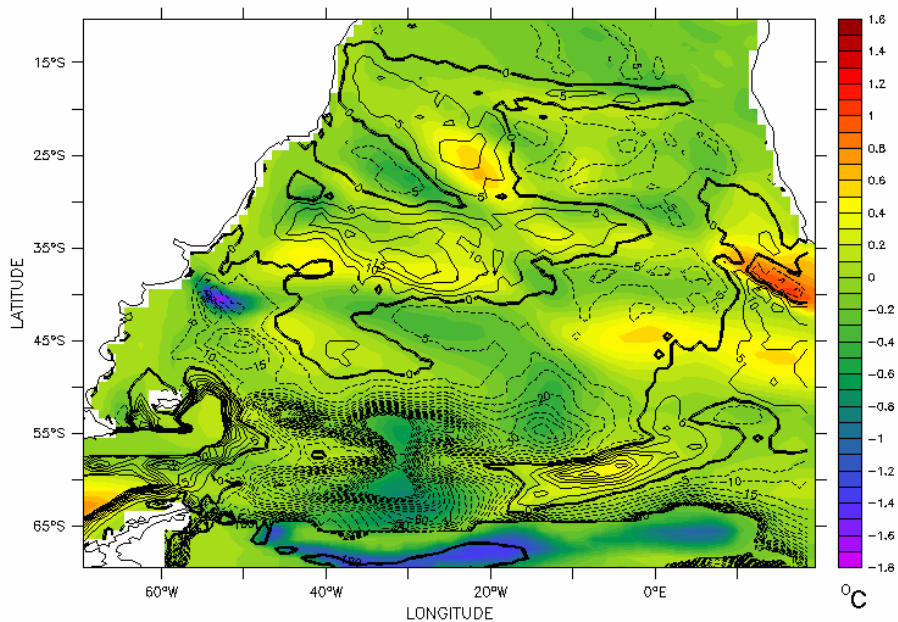


Figura 5.2.49 - Anomalias de temperatura (preenchido), em °C, e profundidade da camada de mistura (isolinhas), em metros, para o mês de setembro, evidenciando alterações em, praticamente, todo o domínio.

### 5.2.6 - Anomalias no Diagrama TS

O diagrama TS espalhado para a área 40-50°S,040-050°W, no ano 8, plotado por faixas de profundidades, está mostrado na figura 5.2.50. Comparando-o com o referente ao clima (figura 5.1.32), nota-se alterações nas menores profundidades, com aumento do número de pontos relativos ao intervalo 4 a 10°C, o que está em coerência com os resultados da análise de volume para todo o domínio, anteriormente apresentado.

A avaliação dos perfis de anomalia de temperatura e salinidade para os pontos de latitude 40, 45 e 50°S, todos sobre o meridiano 050°W (figuras 5.2.51 a 5.2.53), revela que, no verão (janeiro), a anomalia de temperatura é positiva e mais pronunciada até 1000 m de profundidade, tendendo à estabilidade a partir daí. Já na primavera, as alterações se estendem até aproximadamente 3000 m, com temperaturas menores que as encontradas no ano 6. Para a salinidade, as anomalias mais marcantes estão entre a superfície e 800 m, com pronunciada diminuição dos valores nos metros iniciais.

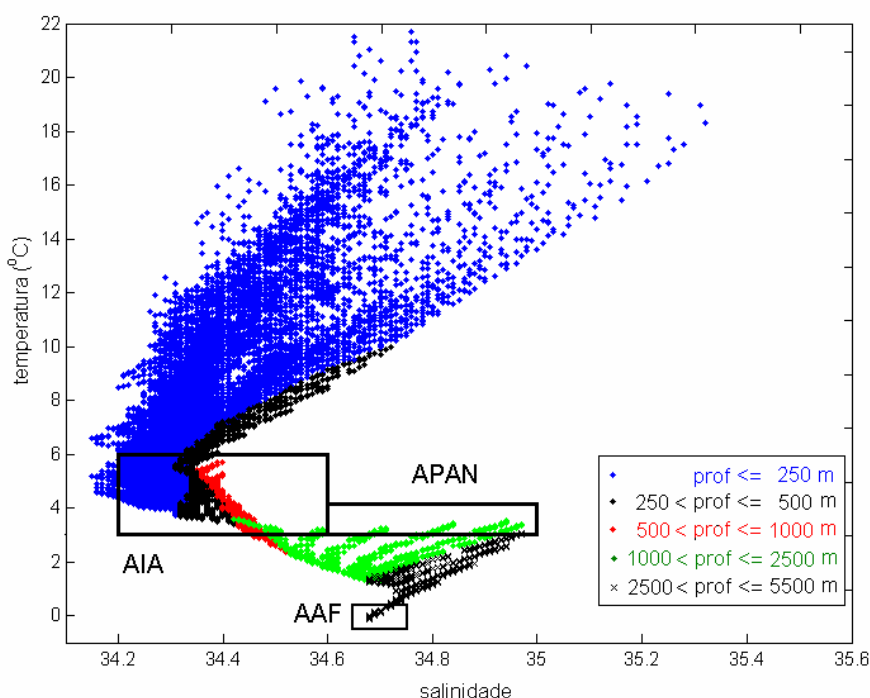


Figura 5.2.50- Diagrama TS espalhado para a região 40-50°S,040-050°W, no ano 8. Comparando-se com a climatologia, pode-se perceber o aumento de pares TS na faixa de temperatura entre 4 e 9°C.

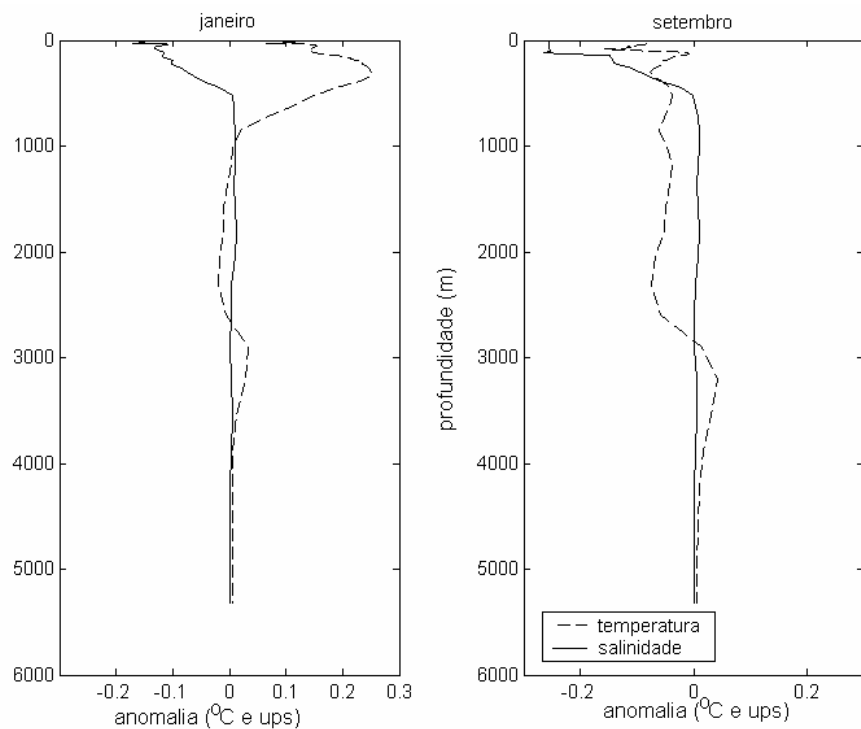


Figura 5.2.51 - Anomalia de temperatura (tracejado) e salinidade (linha cheia) no ponto de coordenadas 40°S;050°W para os meses de janeiro e setembro.

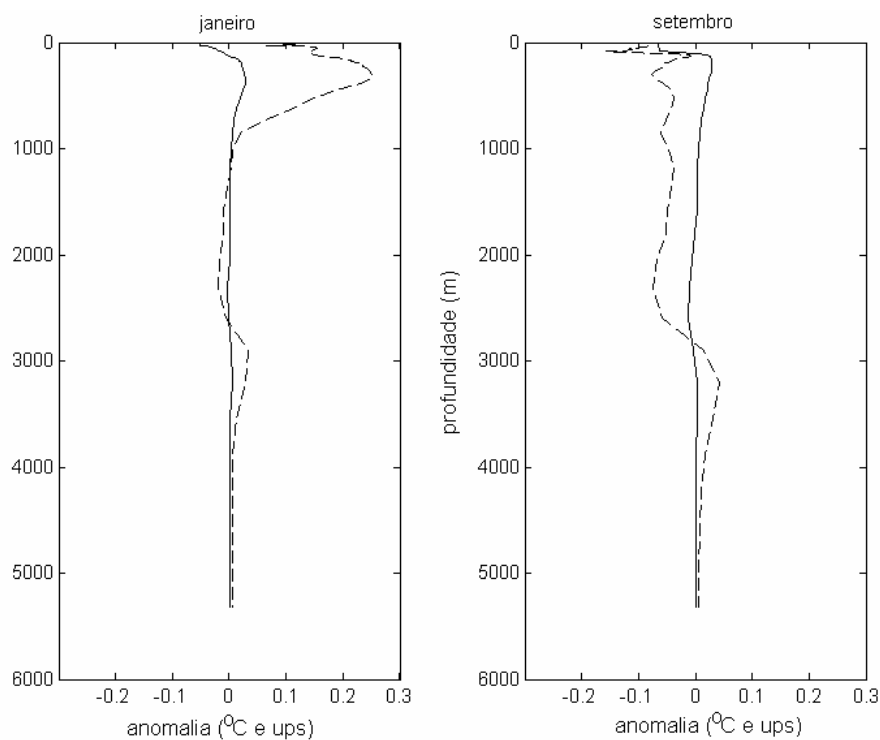


Figura 5.2.52 - Anomalia de temperatura (tracejado) e salinidade (linha cheia) no ponto de coordenadas 45°S;050°W para os meses de janeiro e setembro.



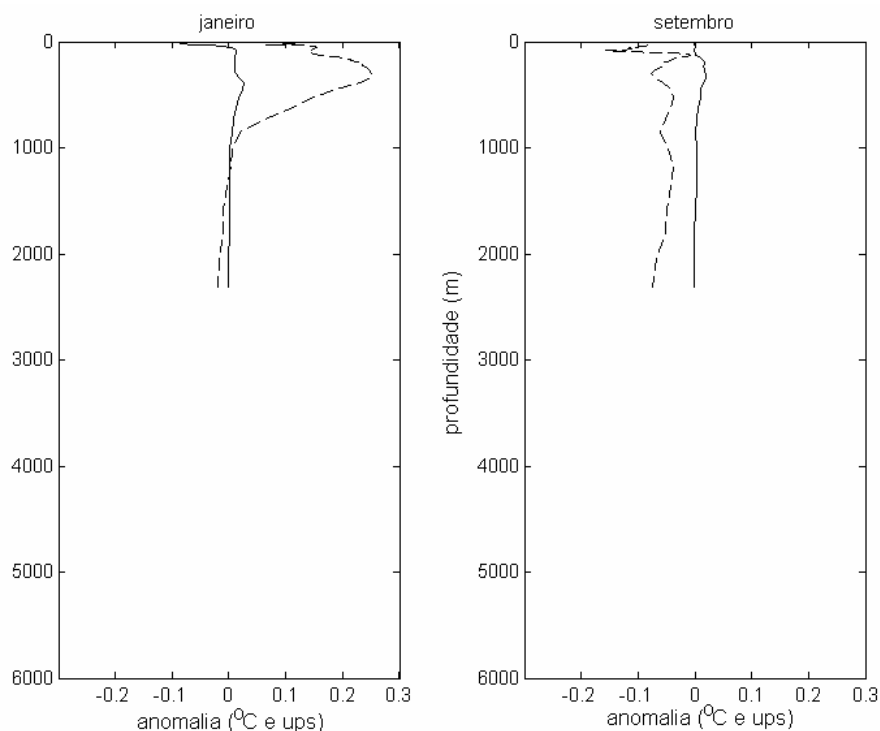


Figura 5.2.53 - Anomalia de temperatura (tracejado) e salinidade (linha cheia) no ponto de coordenadas 50°S;050°W para os meses de janeiro e setembro.

Esses resultados estão de acordo com a análise efetuada para a anomalia introduzida. A maior intensidade da corrente no mês de setembro desloca a Corrente das Malvinas para norte. Com isso, há o deslocamento de todas as isotermas e as regiões ocupadas por águas anteriormente mais quentes, passam a sê-lo por águas mais frias, resultando em anomalias negativas até próximo da confluência. Durante o verão, o deslocamento da CM é menor e, assim, a água mais quente que é transportada através do ED provoca aquecimento da área e, conseqüentemente, anomalias positivas.

A média anual de temperatura para a região indica um aquecimento de 0,04°C, condizente com as alterações ocorridas no ED, passando de 1,87 para 1,94, enquanto que, na salinidade, não houve alteração média, permanecendo com valor de 34,66.

## 6 - Conclusões e Recomendações

A implementação do MOM 4.0, com condições iniciais derivadas do experimento ODASI e de contorno advindas do experimento OMIP, reproduziu, no experimento para estimativa da climatologia, feições oceanográficas de grande escala de acordo com a literatura, tanto em seu posicionamento, quanto em seus valores de transporte.

A maior intensidade do vento do OMIP acrescentou energia cinética da mesma ordem de grandeza no sistema (Assad, 2006). Embora as condições não estivessem completamente estáveis, a variância é pequena no 6º ano de integração, indicando que o ajuste barotrópico foi, praticamente, atingido. O balanceamento baroclínico relacionado a essas novas forçantes tem escala temporal muito maior que o período utilizado nos experimentos, o que permite considerar o ano 6 como uma boa aproximação de uma média climatológica.

Em função da utilização de condições de contorno médias, flutuações sazonais de grande amplitude não são reproduzidas, o que pode ser notado no transporte no Estreito de Drake, onde, embora a média anual tenha sido mais elevada, as diferenças sazonais de transporte foram inferiores às obtidas no experimento CM2.1\_H5, do GFDL/NOAA. Deve-se, novamente, ressaltar que tal experimento visou reconstituir o clima do século XX, utilizando, assim, condições de contorno variáveis e não climatológicas.

O experimento com vento intensificado no Oceano Pacífico mostrou que, conforme citado por Vivier & Provost (2001), o aumento do arrasto do vento na região da Corrente Circumpolar Antártica induz à elevação de seu transporte, especialmente junto ao continente antártico, e que tal incremento, no ED, tem reflexos na dinâmica do oceano Atlântico Sul. O incremento de transporte obtido no ED teve tendência barotrópica, por ser resultante de anomalias devidas exclusivamente ao campo de vento.

Os resultados obtidos nesse experimento mostraram a intensificação de transporte de volume no ED concentrada na Frente Polar, que é, como indicado pela análise dos resultados do experimento CM2.1\_H5, do GFDL, a principal fonte de variabilidade no transporte total naquela região. É possível supor-se, portanto, que as oscilações de vento na região da CCA sejam as indutoras das flutuações mais frequentes no transporte desta, sendo refletidos primordialmente na Frente Polar. Mesmo considerando-se que a anomalia introduzida no vento dobrou sua intensidade em sua área de atuação, deve-se, mais uma vez, ressaltar que as condições de contorno utilizadas foram climatológicas, sendo, portanto médias. Na natureza, pode-se esperar que, devido às variações interanuais, a intensidade do vento atinja os níveis aqui utilizados.

Matano (1993) concluiu que a concentração do transporte na porção norte do ED é mais efetiva na transferência de água da Corrente Circumpolar Antártica para a Corrente das Malvinas, por colocar maior volume de água na região onde as isolinhas de vorticidade potencial planetária ( $f/H$ ) tendem a desviar o fluxo para norte. Os resultados obtidos indicaram que, o incremento de transporte no pico secundário de

transporte, referente à Frente Polar, foi, também, em parte, defletido e afetou a CM, havendo coerência entre as variações de transporte nos dois locais, com incrementos médios e máximos de 7,3 e 9.1 Sv para o ED e 3,2 e 4,3 Sv para CM. A resolução espacial adotada, 1° em latitude nessa área, não permitiu representar a região do talude continental com detalhe. A utilização de modelos com maior resolução espacial, sejam globais ou de área limitada, estes forçados por condições de contorno lateral advindas dos resultados obtidos com modelo global, poderão definir melhor o volume transferido da CCA para a CM.

Em modelos de área limitada para o AS, a grande maioria dos autores concentra a variação total de transporte no ED na Frente Subantártica, ao norte do Estreito, não levando em consideração a presença da Frente Polar, nem as oscilações relativas de transporte entre as duas frentes, mesmo em frequências mais evidentes, como a sazonal e a anual. Dessa forma, é possível que os resultados assim obtidos estejam superdimensionando a transferência de água da CCA para a da Corrente das Malvinas, o que será refletido em maior excursão da Confluência Brasil-Malvinas.

Como consequência da intensificação da CM, a confluência sub-tropical foi deslocada para norte cerca de 0,5° de latitude, extensão menor que as relatadas na literatura (Matano, 1993; Smith et al, 1994; Gan et al, 1998; Olson et al, 1998). Isso pode ser justificado pelo fato de que apenas uma parcela do incremento de transporte constatado no ED foi desviado para norte, em função da localização desse fluxo em relação às isolinhas de vorticidade potencial planetária. Deve-se ressaltar, ainda, que os três primeiros trabalhos citados foram realizados com modelos de área limitada, em que as condições de contorno no ED foram impostas ou obtidas através de artifícios numéricos. Gan et al (1998), por exemplo, utilizou uma variação sazonal de 60 Sv, transporte cerca de 6 vezes maior que a obtida neste trabalho, além de adotar a distribuição meridional de transporte com concentração deste na Frente Subantártica. Além da própria excursão da CM, seu aumento de transporte propiciou a entrada maior volume de água com temperaturas mais elevadas na circulação da bacia.

Matano & Philander (1991) sugerem que a excursão da CBM traz consequências para as características termohalinas do Atlântico Sul. Os resultados aqui apresentados concordam com aqueles autores e mostram que a Corrente do Atlântico Sul foi, também, afetada, tendo seus núcleos de intensidade de corrente e temperatura deslocados para norte. Tais anomalias propagaram-se ao longo dessa corrente, sendo carregadas para o interior do giro subtropical, onde o incremento do transporte de volume levou ao deslocamento de grandes porções de água. Um reflexo disso foi a variação da profundidade de camada de mistura em, praticamente, toda a região, em padrões de alternância de anomalias positivas e negativas.

Em média, foi registrado aquecimento da água do Oceano Atlântico Sul, mais evidenciado ao sul da confluência subtropical. De uma forma geral, houve aumento de volume de água com temperatura entre 4 e 9°C, com equivalente redução de volume com temperaturas inferiores a 4°C. Esse resultado é refletido no transporte de calor através do paralelo 30°S, com a intensificação do fluxo meridional de calor, o que corrobora a afirmativa de Rintoul (1991), que indica que a entrada de água pelo Estreito de Drake é importante no transporte de calor do Oceano Atlântico. Embora o aquecimento do Oceano Atlântico Sul no experimento com anomalia esteja de acordo com o esperado, visto que as águas do Oceano Pacífico possuem temperatura mais elevada e a anomalia imposta aumentou seu fluxo para o Atlântico, o emprego de condições de contorno de superfície impostas e fixas influenciou no balanço de calor, uma vez que não possibilitou ajustes termodinâmicos entre oceano e atmosfera. A utilização de modelos oceano-atmosfera acoplados, ou mesmo condições mais flexíveis na determinação dos fluxos de superfície, permitirá melhor definir a contribuição da anomalia para a variação de temperatura.

O aumento de volume de águas com temperatura entre 4 e 9°C foi refletido no volume da ACAS, com um acréscimo de, aproximadamente, 1,7 %, alterando, com isso, a porcentagem de ocorrência dessa massa d'água no oceano Atlântico Sul. Uma vez que os efeitos do aumento de transporte no ED foram concentrados em águas com temperaturas inferiores a 9°C, não puderam ser constatadas variações significativas no volume das águas modais mais frequentemente descritas na literatura, todas com temperaturas superiores a 10°C, e as alterações percebidas têm, como aquelas referentes à profundidade da camada de mistura, relação com o deslocamento de porções de água por advecção;

## Referências

- ASSAD, L. P. F.. 2006. *Influência do Campo de Vento Anômalo tipo ENSO na Dinâmica do Atlântico Sul*. Tese de Doutorado, PEC/COPPE/UFRJ.
- BINDOFF, N. L. & McDOUGALL, T. J.. 2000. "Decadal Changes along an Indian Ocean Section at 32°S and Their Interpretation". *J. Phys. Oceanogr.* **30**, 1207-1222 pp.
- CANDELLA, R. N.. 1999. "Correlação Temperatura X Salinidade e Variação Sazonal da Água Central do Atlântico Sul no Quadrado de Marsden 376". *Pesquisa Naval*, **12**, 135-146 pp.
- DELWORTH, T. L., BROCCOLI, A. J., ROSATI, A., STOUFFER, R. J., BALAJI, V., BEESLEY, J. A., COOKE, W. F., DIXON, K. W., DUNNE, J., DUNNE, K. A., DURACHTA, J. W., FINDELL, K. L., GINOUX, P., GNANADESIKAN, A., GORDON, C. T., GRIFFIES, S. M., GUDGEL, R., HARRISON, M. J., HELD, I. M., HEMLER, R. S., HOROWITZ, L. W., KLEIN, STEPHEN A., KNUTSON, T. R., KUSHNER, P. J., LANGENHORST, A. R., LEE, H., LIN, S., LU, S. J., MALYSHEV, S. L., MILLY, P. C. D., RAMASWAMY, V., RUSSELL, J., SCHWARZKOPF, M. D., SHEVLIAKOVA, E., SIRUTIS, J. J., SPELMAN, M. J., STERN, W. F., WINTON, M., WITTENBERG, A. T., WYMAN, B., ZENG, F. & ZHANG, R.. "GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and Simulation Characteristics". *J. Climate*, **19**, 643-674 pp.
- FELIX, C.. 2006. *Caracterização das Águas Modais Subtropicais do Atlântico Sul*. Dissertação de Mestrado. PENO/COPPE/UFRJ.
- GAGOSIAN, R. B.. 2003. "Abrupt Climate Change: Should We Be Worried?". *Panel on Abrupt Climate Change at the World Economic Forum*. Davos, Switzerland. January 27, 2003
- GAN, J., MYSAK, L. A. & STRAUB, D. N.. 1998. "Simulation of the South Atlantic Circulation and its seasonal variability". *J. Geophys. Res.*, **103**, 10241-10251 pp.

- GANACHAUD, A. & WUNSCH, W.. 2000. "Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data". *Nature*, v. 408. 453-457 pp.
- GNANADESIKAN, A., DIXON, K. W., GRIFFIES, S. M., BALAJI, V., BARREIRO, M., BEESLEY, J. A., COOKE, W. F., DELWORTH, T. L., GERDES, R., HARRISON, M. J., HELD, I. M., HURLIN, W. J., LEE, H., LIANG, Z., NONG, G., PACANOWSKI, R. C., ROSATI, A., RUSSELL, J., SAMUELS, B. L., SONG, Q., SPELMAN, M. J., STOUFFER, R. J., SWEENEY, C. O., VECCHI, G., WINTON, M., WITTENBERG, A. T., ZENG, F., ZHANG, R. & DUNNE, J. P.. "GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part II: The Baseline Ocean Simulation". *J. Climate*, **19**, 675-697 pp.
- GORDON, A. L.. 1986. "Interocean exchange of thermocline waters". *J. Geophys. Res.*, **91**, 5037-5046 pp.
- GRIFFIES, S. M.. 2003. *Fundamentals of Ocean Climate Models*. Princeton University Press.
- GRIFFIES, S. M., HARRISON, E. M. J., PACANOWSKI, R. C. & ROSATI, A.. 2004. *A Technical Guide to MOM4*. GFDL Ocean Group Technical Report No. 5. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.
- GRIFFIES, S. M., GNANADESIKAN, A., DIXON, K. W., DUNNE, J. P., GERDES, R., HARRISON, M. J., ROSATI, A., RUSSELL, J., SAMUELS, B. L., SPELMAN, M. J., WINTON, M. & ZHANG, R.. 2005. "Formulation of an Ocean Model for Global Climate Simulations". *Ocean Science*, **1**, 45-79 pp.
- HAARSMA, R., CAMPOS, E., HAZELEGER, W. & SEVERIJNS, C.. 2007. Influence of the Meridional Overturning Circulation on Tropical Atlantic Climate and Variability. Submetido ao *J. Climate*.
- HOLFORT, J. & SIEDLER, G.. 2001. "The Meridional Oceanic Transports of Heat and Nutrients in the South Atlantic". *J. Phys. Oceanogr.* **31**, 5-29 pp.

- ISELIN, C. O'D.. 1939. "The influence of vertical and lateral turbulence on the characteristics of waters at mid-depths". *Tans. Amer. Geophys. Union*, **20**, 414-417 pp.
- JOHNSON, G. C. & ORSI, A. H.. 1997. "Southwest Pacific Ocean Water Mass Changes between 1968/69 and 1990/91". *J. Climate*, **10**, 306-316 pp.
- KARSTENSEN, J. & QUADFASEL, D.. 2002. "Formation of Southern Thermocline Hemisphere Thermocline Waters : Water Mass Conversion and Subduction". *J. Phys. Oceanogr.* **32**, 3020-3038 pp.
- KLINCK, L. & NOWLIN JR., W. D.. 2001. "Southern Ocean-Antartic Circumpolar Current". In: *Encyclopedia of Oceanography*. Academic Press.
- LEVITUS S., BURGETT R. & BOYER, T.P.. 1994a. *World Ocean Atlas 1994, Vol 3: Salinity*. NOAA Atlas NESDIS 3. U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- LEVITUS S. & BOYER, T.P.. 1994b. *World Ocean Atlas 1994, Vol 4: Temperature*. NOAA Atlas NESDIS 4. U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- MAAMAATUAIAHUTAPU, K., GARÇON, V., PROVOST, C. & MERCIER, H.. 1996. "Transports of the Brazil and Malvinas Currents at Their Confluence". *J. Mar. Res.*, **56**, 417-437 pp.
- MCMANUS, J & OPPO, D.. 2006. "The Once and Future Circulation of the Ocean. Clues in Seafloor Sediments Link Ocean Shifts and Climate Changes". *Oceanus*. Novembro.
- MAMAYEV, O. 1975. *Temperature-salinity analysis of the world ocean waters*. Amsterdam. Elsevier.
- MARSHALL, J. C., NURSER, A. J. G. & WILLIAMS, R. G.. 1993. "Inferring the Subduction Rate and Period over the North Atlantic". *J. Phys. Oceanogr.* **23**, n° 7, 1315-1329 pp.

- MATANO, R. P.. 1993. "On the Separation of the Brazil Current from the Coast". *J. Phys. Oceanogr.* **23**, 79-90 pp.
- MATANO, R. P., & PHILANDER, G. H.. 1993. "Heat and mass balances of the South Atlantic Ocean from a Numerical Model". *J. Geophys. Res.*, **98**, 977-984 pp.
- MATANO, R. P., BARNIER, B., CAMPOS, E., COWARD, A., McLEAN, J., PALMA, E., PENDUFF, T., SCHOUTEN, M., TREGUIER, A-M., WAINER, I. & WEBB, D.. 2003. "The Mesoscale Circulation of the South Atlantic Ocean : Does it Matter to Climate?". *Workshop on the South Atlantic Climate Observation System (SACOS)*, Angra dos Reis, RJ.
- MIRANDA, L. B.. 1985. "Forma da Correlação T-S de Massas D'Água das Regiões Costeira e Oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP), Brasil". *Bolm. Inst. oceanogr, SP*, 33(2), 105-119 pp.
- OLSON, D. B., PODESTÁ, G. P., EVANS, R. H. & BROWN, O.. 1998. "Temporal Variations in the Separation of Brazil and Malvinas Currents". *Deep-Sea Research*, v. 35, **12**, 1971-1990 pp.
- PACANOWSKY, R.C. & GRIFFIES, S.M..1999. *The MOM3 Manual*. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton, USA.
- PAIVA, A. M.. 1999. "The impact of buoyancy flux variability flux on the water mass formation in North Atlantic numerical simulations". Ph. D. dissertation. University of Miami.
- PAIVA, A. M. & CHASSIGNET, E. P.. 2001. "The Impact of Surface Flux Parameterizations on the Modeling of the North Atlantic". *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1860-1879 pp.
- PETERSON, R. G. & STRAMMA, L.. 1991. "Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean". *Prog. Oceanogr.*, **26**, 1-76 pp.
- PICKARD, G. L. & EMERY, W. J.. 1982. *Description Physical Oceanography: An Introduction*. Pergamon Press, Oxford.



- PETERSKIH, A., IKEDA, Y. & SILVA, L. S.. 2003. *Variação espacial em larga escala do transporte de volume geostrófico na região oeste do Atlântico Sul*. Relat. téc. inst. oceanogr, São Paulo, **n. 52**.
- POOLE, R. & TOMCZAK, M.. 1999. "Optimum Multiparameter Analysis of the Water Mass Structure in the Atlantic Ocean Thermocline". *Deep-Sea Research*, **46**, 1895-1921 pp.
- RÖSKE, F.. 2001. *An Atlas of Surface Fluxes Based on The ECMWF Re-Analysis - A Climatological Dataset to Force Global Ocean General Circulation Models*. Max-Planck-Institute für Meteorologie, report no. 323.
- RINTOUL, S. R.. 1991. "South Atlantic Interbasin Exchange". *J. Geophys. Res.*, **96**, 2675-2692 pp.
- RINTOUL, S. R., HUGHES, C. W. & OLBERS, D. 2001. "The Antarctic Circumpolar Current System". *in: Ocean Circulation and Climate*. Cap. 4.6. Academic Press. pp. 271-302 pp.
- SILVEIRA, I. C. A., SCHMIDT, A. C. K., CAMPOS, E. J. D., GODOI, S. S. & IKEDA, Y.. 2001. "A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira". *Revista Brasileira de Oceanografia*, **v. 48**, fasc. 2, 171-183 pp.
- SMITH, L. T., CHASSIGNET, E. P. & OLSON, D. B.. 1994. "Wind-forced variations in the Brazil-Malvinas Confluence Region as Simulated in a Coarse Resolution Numerical Model of the South Atlantic". *J. Geophys. Res.*, **99**, 5095-5117 pp.
- SPEER, K. & TZIPERMAN, E.. 1992. "Rates of Water Mass Formation in the North Atlantic Ocean". *J. Phys. Oceanogr.* **22**, 93-104 pp.
- SPRINTALL, J. & CRONIN, M. F.. 2001. "Upper Ocean Vertical Structures". *in: Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press. 3118-3126 pp.
- STOMMEL, H.. 1965. *The Gulf Stream*. Univ. Calif. Press.

- STOMMEL, H.. 1979. "Determination of Watermass Properties of Water Pumped Down From The Ekman Layer to the Geostrophic Flow Bellow". *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S.*, **76**, 3051-3055 pp.
- STRAMMA, L.. 1989. "The Brazil Current transport south of 23°S". *Deep-Sea Research*, **36**, 639-646 pp.
- STRAMMA, L. & ENGLAND, M.. 1999. "On the Water Masses and Mean Circulation of the South Atlantic Ocean". *J. Geophys. Res.*, **104**, 20863-20883 pp.
- SUN, C., RIENECKER, M. M., ROSATI, A., HARRISON, M., WITTEMBERG, A., KEPPELNE, C. L., JACOB, J. P. & KOVACH, R. M.. 2006. "The Sensivity of Assimilation Implementations on Ocean Analysis - Comparisons and Evaluations of ODASI". *Month Wea Rev*, submetido.
- SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H.. 1942. *The Oceans: their physics, chemistry and general biology*. Englewood Cliffs, N.J.. Prentice Hall, 1087 pp.
- TANSLEY, C. E. & MARSHALL, D. P.. 2001. "On the Dynamics of the Wind-Driven Circumpolar Current". *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 496-503 pp.
- THOMPSON, R. O. R. Y.. 1976. "Climatological Numerical Models of the Surface Mixed Layer of the Ocean". *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 892-913 pp.
- TOMCZAK, M. & GODFREY, J S.. 2003. *Regional Oceanography: an Introduction*. 2nd ed, xi+390 p.
- TSUCHIYA, M., TALLEY, L.D., MCCARTNEY, M.S. 1994. "Water-mass distributions in the western South Atlantic: a section from South Georgia Island (54°S) northward across the Equator". *Journal of Marine Research*, v. 52, p. 55-81 pp.
- VIVIER, F. & PROVOST, C.. 1999. "Direct velocity Measurements in the Malvinas Current". *J. Geophys. Res.*, **104**, 21083-21103 pp.
- VIVIER, F. & PROVOST, C. & MEREDITH, M. P.. 2001. "Remote and Local Forcing in the Brazil-Malvinas Region". *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 892-913 pp.

- WAINER, I., GENT, P. & GONI, G.. 2000. "Annual Cycle of the Brazil-Malvinas Confluence Region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model". *J. Geophys. Res.*, v. 105, NO. C11, 26167-26177 pp.
- WILLIAMS, R. G., SPALL, M. A. & MARSHALL, J.. 1995. "Does Stommel's Mixed Layer 'Daemon' Work". *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3089-3102 pp.
- WHITWORTH III, T. & PETERSON, R. G.. 1985. "Volume Transport of the Antarctic Circumpolar Current from Bottom Pressure Measurements". *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 810-816 pp.
- WONG, A. P. S., BINDOFF, N. L. & CHURCH, J. A.. 1999. "Large Scale Freshening of Intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans". *Nature*. **400**, 440-443 pp.
- WÜST, G.. 1935. *The Stratosphere of the Atlantic Ocean*. William Emery, editor. Amerind Publishing, New Deli.