

INFLUÊNCIA DO CAMPO DE VENTO ANÔMALO TIPO ENSO NA DINÂMICA DO
ATLÂNTICO SUL

Luiz Paulo de Freitas Assad

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 CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Luiz Landau, Dsc.

Prof. Affonso da Silveira Mascarenhas Júnior., Ph.D.

Prof. Belmiro Mendes de Castro Filho, Ph.D.

Prof. Audalio Rebelo Torres Junior, Dsc.

Prof. José Luis Drummond Alves, Dsc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

OUTUBRO DE 2006

ASSAD, LUIZ PAULO DE FREITAS

Influência do campo de vento anômalo
tipo ENSO na dinâmica do Atlântico Sul
[Rio de Janeiro] 2006

XXII, 222 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc.,
Engenharia Civil, 2006)

Tese - Universidade Federal do Rio de
Janeiro, COPPE

1. Modelagem Oceânica, 2. Transporte de calor e
volume, 3. Atlântico Sul, 4. Tensão de cisalhamento
do vento, 5. ENSO

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

...Pobre de ti se pensas ser vencido
Tua derrota é caso decidido
Pense grande e teus feitos crescerão
Pense pequeno e irás direto ao chão
A decisão firmada em tua mente
É a força que te impele para frente...”

(palavras de meu pai)

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Fauzi Assad Salim e Elza de Freitas Assad pelo exemplo de vida a ser seguido. Tenho certeza que a ajuda de vocês foi fundamental para o fechamento de mais um importante ciclo de minha vida.

Aos meus irmãos Pedro Paulo e Luiz Antonio por toda a força que me deram principalmente na reta final.

Ao Professor Landau pela permanente ajuda na elaboração do trabalho e acima de tudo por acreditar na sua conclusão.

Ao amigo e orientador Audalio pela orientação firme e segura mas sobretudo pela amizade compartilhada em todos esses anos.

À Nicole por ter dividido comigo grande parte dos sofrimentos, angústias, alegrias e sucessos que me envolveram ao longo desses anos.

Aos amigos do grupo LAMMA por toda ajuda dispensada diversas vezes no decorrer desse trabalho.

Aos amigos Marcio Cataldi e Ricardo Marcelo pela ajuda nos diversos problemas computacionais e fenomenológicos encontrados ao longo do trabalho.

Aos amigos do NACAD, professor Alvaro Coutinho e Albino pelo incondicional e fundamental apoio “computacional”.

Às amigas Mônica e Rita pelo carinho e por tudo que fizeram por mim ao longo desses anos.

Ao amigo Rogério Candella pelo churrasco que me deve e pelas valiosas discussões que ainda estão por vir.

Ao amigo Luiz Claudio Pimentel pelos valiosos aprendizados. Lembre-se sempre: “Você está certo mas eu discordo”.

À grande amiga Ligia pela incondicional ajuda e por me fazer enxergar que “viver consciente é difícil mas inconsciente é pior ainda”

Ao amigo, já meio irmão e sócio, (Dotô) Marcio Derenne.

Ao amigo Clemente que mesmo distante esteve sempre presente nos momentos difíceis.

Aos amigos do CBRR.

Aos amigos Ednilson, Paulo Gomide e Marquinhos pela força e compreensão.

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 CAMPO DE VENTO ANÔMALO TIPO ENSO NA DINÂMICA DO ATLÂNTICO SUL

Luiz Paulo de Freitas Assad

Outubro/2006

Orientador: Luiz Landau

Programa: Engenharia Civil

Neste trabalho é demonstrado como anomalias atmosféricas globais, associadas ao campo de pseudotensão de cisalhamento do vento do tipo ENSO, podem influenciar na dinâmica e na termodinâmica da bacia do Atlântico Sul. Dois experimentos computacionais foram realizados com o modelo de circulação global dos oceanos Modular Ocean Model 4.0. O primeiro experimento objetivou a obtenção do clima oceânico através da imposição de condições de contorno climatológicas na interface oceano - atmosfera. No segundo experimento foram impostas anomalias do tipo ENSO associadas ao campo de pseudotensão de cisalhamento do vento. Os resultados referentes ao segundo experimento indicaram uma clara influência dessas anomalias nos transportes de calor e volume em todos os oceanos. Foi observada uma intensificação do transporte meridional de calor global integrado em toda a coluna d'água. Essa intensificação é observada principalmente para as camadas superficiais indicando uma clara influência do vento nesse processo. Observou-se também uma desintensificação dos transportes de volume integrados até o fundo oceânico ao longo de cada uma das seções monitoradas. No Atlântico Sul observou-se, dentre outros resultados, aceleração do transporte de volume associado ao giro subtropical e aumento do transporte de calor meridional para norte. Em superfície, foi possível observar o aparecimento de anomalias de temperatura potencial na bacia sudoeste do Atlântico Sul associado à intensificação dos transportes da corrente do Brasil. Tais anomalias constituem-se em possíveis fontes de variabilidade climática para regiões continentais adjacentes.

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

ENSO TYPE WIND ANOMALY INFLUENCE ON SOUTH ATLANTIC DYNAMICS

Luiz Paulo de Freitas Assad

October/2006

Advisor: Luiz Landau

Department: Civil Engineering

In this work it is demonstrated that atmospheric global anomalies, related to an ENSO type wind pseudostress, could influence the dynamics and thermodynamics of South Atlantic basin circulation. Two computational experiments were realized using the global ocean circulation model Modular Ocean Model 4.0. The first experiment had as the main objective to obtain the global ocean climate through the imposition of climatological boundary conditions at the ocean – atmosphere interface. On the second experiment ENSO type pseudo wind stress anomalies were imposed to the model. The results related to the second experiment demonstrated the influence of the pseudo wind stress anomaly on the heat and volume transports in whole world ocean. It was observed an enhanced global heat meridional transport vertically integrated in the whole water column. This enhanced meridional heat transport is more intense for the upper ocean layer indicating a clearly influence of the pseudo windstress field on this process. It was also observed a reduction of the volume transports integrated in the whole water column at all the monitored sections. At the South Atlantic an acceleration of the subtropical gyre and an enhanced meridional heat transport to the north. At the surface it was possible to verify the occurrence of potential temperature anomalies in southwest Atlantic basin related with the enhanced Brazil current transports. These temperature anomalies could constitute in possible climate variability sources to the near continental regions.

ÍNDICE:

1. Introdução.....	1
1.1 Programas científicos para o estudo do clima	2
1.2 Métodos de Investigação do clima	4
1.3 Variabilidades climáticas oceânicas e atmosféricas	6
1.4 Motivação	11
1.5 Propósito e objetivos.....	13
1.5.1 Objetivo	13
1.5.2 Hipótese	14
1.5.3 Objetivos específicos.....	14
2. Metodologia.....	15
2.1 Estimativas dos transportes	16
2.2 Experimentos realizados	22
2.2.1 Condições Iniciais e de Contorno	22
2.2.1.1 Banco de dados OMIP.....	24
2.2.1.2 Os dados do projeto ODASI/GFDL	30
2.3 Síntese dos Experimentos	38
2.3.1 O domínio de Integração.....	40
3. Resultados	45
3.1 O Clima.....	45
3.1.1 O transporte de volume.....	58
3.1.2 O transporte de calor.....	67
3.1.3 A Energia cinética.....	75
3.2 O Controle	78
3.2.1 O transporte de Volume.....	79
3.2.2 O transporte de calor.....	90
3.2.3 A energia cinética.....	99
3.3 A anomalia.....	105
3.3.1 O transporte de volume.....	109
3.3.2 O transporte de calor.....	129
3.3.3 A Energia cinética.....	151
4. Discussão e Conclusões	159
4.1 Discussão dos resultados	159
4.2 Conclusões	177
5 . Bibliografia	180
6. Apêndice.....	185
6.1 O Atlântico Sul	185
6.1.1 Circulação Oceânica de Superfície.....	185
6.1.2 A Corrente das Agulhas	185
6.1.3 A corrente de Benguela	187
6.1.4 A Corrente Sul Equatorial e a região do Atlântico Tropical Oeste.....	188
6.1.5 A Corrente do Brasil e a região da Confluência Brasil-Malvinas	191
6.1.6 A Corrente do Atlântico Sul	195
6.1.7 A Corrente Circumpolar Antártica e a variabilidade na passagem de Drake	196
6.1.8 O Transporte de calor no interior do oceano	203
6.2 Características Meteorológicas.....	204
6.2.1 Pressão Atmosférica ao nível do mar	205
6.2.2 Ventos na superfície do oceano.....	205
6.2.3 Fluxo de calor na superfície do oceano	206

6.3 O Modular Ocean Model (MOM)	207
6.3.1 Histórico	207
6.3.2 Aspectos Físicos e Numéricos do modelo MOM 4.0.....	210
6.3.3 Sistema de Equações Governantes do MOM	215
6.3.4 A grade numérica	217
6.4 Geração do campo de anomalias	220
6.5 Plataforma e custo computacional	222

Índice de Figuras:

Figura 2.1 Desenho esquemático de localização das áreas e seções zonais e meridionais onde foram estimados os valores das propriedades dependentes.....	18
Figura 2.2 Desenho esquemático para o cálculo do balanço energético na áreas Atlântico Sul (1) referente ao esquema da figura 2.1. As setas indicam os fluxos de energia no interior da coluna d'água que podem estar entrando ou saindo de cada uma das seções. No interior estão representados os fluxos de energia, calor e massa que podem estar entrando ou saindo através da interface oceano – atmosfera.....	19
Figura 2.3 Distribuição espacial do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento médio anual do banco de dados OMIP para a região da bacia do Atlântico Sul. As isolinhas indicam os valores de intensidade do vento em unidades de N/m ²	26
Figura 2.4 Campo médio anual de radiação de onda curta do banco de dados OMIP para a região da bacia do Atlântico Sul. Os dados encontram-se em unidades de W/m ² . Os valores positivos indicam fluxo de calor para o oceano.	27
Figura 2.5 Campo médio anual global de radiação de onda longa do banco de dados OMIP. Os dados encontram-se em unidades de W/m ² . Os valores negativos indicam fluxo de calor para a atmosfera.	28
Figura 2.6 Campo médio anual global de fluxo de calor latente do banco de dados OMIP. Os dados encontram-se em unidades de W/m ² . Os valores negativos indicam fluxo de calor para a atmosfera.....	28
Figura 2.7 Campo médio anual global de fluxo de calor resultante na superfície do oceano em unidades de W/m ² . Valores negativos indicam perda de calor pelo oceano e positivos ganhos de calor.	30
Figura 2.8 Campos médios para o mês de Janeiro de 1985 de temperatura (graus Celsius) (a), componente zonal de velocidade (m/s) (b) para os primeiros 5 metros de profundidade oriundos do projeto ODASI/GFDL.	32
Figura 2.9 Campo médio para o mês de Janeiro de 1985 de elevação da superfície livre do oceano oriundos do projeto ODASI/GFDL (unidades de metros).	33
Figura 2.10 Seção vertical zonal de temperatura potencial em 23° Sul retirada do banco de dados ODASI para o mês de Janeiro de 1985.	34
Figura 2.11 Seção vertical zonal de salinidade em 23° Sul retirada do banco de dados ODASI para o mês de Janeiro de 1985.....	34
Figura 2.15 Série temporal de anomalia de TSM média mensal para a região conhecida como Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W) para o período compreendido entre os anos de 1982 e 1986. (Fonte:NCEP)	38
Figura 2.16 Fluxograma de obtenção do campo anômalo de pseudo tensão do vento sobre a superfície do oceano utilizado no experimentos anômalo.....	40
Figura 2.18 Resolução espacial zonal expressa em km utilizada na grade numérica dos experimentos.....	41
Figura 2.19 Representação da resolução espacial vertical utilizada nos experimentos conduzidos.	42
Figura 3.1 Série temporal de energia cinética integrada em todo o domínio de integração para todo o período de integração do modelo.	45
Figura 3.2 Série temporal de Energia Cinética integrada em todo o volume oceânico para o Hemisfério Sul.....	46
Figura 3.3 Série temporal do campo médio global de radiação de onda curta líquido incidente sobre a superfície do oceano integrado no globo em unidades de W/m ²	47

Figura 3.4 Ciclo anual do fluxo de calor resultante na superfície do oceano global (vermelho), para o Hemisfério Sul (azul) e para o Hemisfério Norte (verde).	48
Figura 3.5 Série temporal da taxa de trabalho resultante exercido pela tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano integrado globalmente.	49
Figura 3.6 Percentual de energia associada ao trabalho realizado pela tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano ao longo do ciclo sazonal no Hemisfério Sul (azul) e no Hemisfério Norte (rosa).	50
Figura 3.7 – Campo de tensão de cisalhamento meridional médio anual para os dados do projeto OMIP (preto) e para os dados de tensão de cisalhamento do vento utilizados no projeto ODASI (vermelho). A linha verde representa a diferença OMIP-ODASI. Os dados do projeto ODASI plotados representam a média temporal para o período compreendido entre janeiro de 1984 e dezembro de 2003.	51
Figura 3.8 – Campo de tensão de cisalhamento zonal médio anual para os dados do projeto OMIP (vermelho) e para os dados de tensão de cisalhamento do vento utilizados no projeto ODASI (preto). A linha verde representa a diferença OMIP-ODASI. Os dados do projeto ODASI plotados representam a média temporal para o período compreendido entre janeiro de 1984 e dezembro de 2003.	52
Figura 3.9 Distribuição espacial global do vetor diferença entre os campos médios anuais de pseudotensão de cisalhamento do vento dos bancos de dados OMIP e ODASI em unidades de N/m^2	53
Figura 3.10 Série temporal de energia cinética integrada em todo o volume da bacia do Atlântico Sul para os níveis verticais do modelo compreendidos entre 0 e 200 metros.	54
Figura 3.11 Série temporal de energia cinética integrada em todo o volume da bacia do Atlântico Sul para os níveis verticais do modelo compreendidos entre 1000 e 3000 metros.	55
Figura 3.12 Campo de transporte de volume superficial médio (em unidades de Sverdrups) para o mês de Janeiro do primeiro ano de integração do modelo para a região da Bacia do Atlântico Sul.	56
Figura 3.13 – Circulação oceânica média para o mês de Janeiro do sétimo ano de integração (em unidades de Sverdrups) ao nível de 250 metros para a região sudoeste da bacia do Atlântico Sul.	56
Figura 3.14 Campos médios de velocidade meridional para uma seção zonal em 23°S e entre 50°W e 42° W para os meses de Janeiro (acima) e Julho (abaixo). Campos extraídos do sétimo ano de integração.	57
Figura 3.15 Circulação oceânica média para o mês de Janeiro para o sétimo ano de integração (em unidades de Sverdrups) ao nível de 2000 metros para a região sudoeste da bacia do Atlântico Sul.	58
Figura 3.16 Série temporal do transporte de volume zonal (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na seção Drake.	59
Figura 3.17 Série temporal do transporte de volume zonal (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na África - Antártica.	59
Figura 3.18 Série temporal do transporte de volume zonal (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal situada na passagem oceânica entre a Austrália e a Antártica em 114°E e 80° S a 30° S.	60
Figura 3.19 Série temporal do transporte meridional de volume (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal ao longo de toda a bacia oceânica do Atlântico Sul em 32° S.	61
Figura 3.20 Série temporal do transporte de volume zonal integrado ao longo da seção paralelo 32 sul por níveis verticais do modelo.	61

Figura 3.21 Série temporal do transporte meridional de volume (em unidades de Sv) integrado até o	62
Figura 3.22 Série temporal do transporte meridional de volume (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal ao longo de toda a bacia oceânica do Atlântico Norte no paralelo 55° N.	62
Figura 3.23 Transportes de volume médios e variâncias associadas para duas seções zonais localizadas em 70° N entre 70° W e 40° W e em 60° N entre 40° W e 8° W.	63
Figura 3.24 Transporte de Volume médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de Sverdrup, para cada uma das seções zonais e meridionais monitoradas controle. As setas indicam o sentido do transporte de volume resultante. Os símbolos ☉ e ☿ indicam saída e entrada de água oriunda do balanço precipitação – evaporação (pme) em cada área monitorada. Os valores de pme representam as médias espaço temporais.....	67
Figura 3.25 Série temporal do transporte advectivo zonal de calor (em unidades de PW) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na seção Drake.	68
Figura 3.26 Série temporal do transporte advectivo zonal de calor (em unidades de PW) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na passagem oceânica entre o continente africano e a Antártica em 20°E e 80° S a 30° S.	69
Figura 3.27 Série temporal de transporte advectivo meridional de calor (em unidades de PW) para uma seção em 32° S ao longo de todo Atlântico Sul.	69
Figura 3.28 Série temporal do transporte advectivo meridional de calor (em unidades de PW) integrado até o fundo oceânico para a seção zonal Equador Atlântico.	70
Figura 3.29 Série temporal de transporte de calor zonal (em unidades de PW) para uma seção em 20° E entre o continente africano e a latitude de 40° S.	72
Figura 3.30 Campos médios de transporte de calor zonal para a seção África – Antártica de 40° S a 33° S para os meses de Fevereiro (acima) e Julho (abaixo). Campos extraídos do sétimo ano de integração do modelo.	73
Figura 3.31 Transporte de calor meridional médio integrado no globo.	74
Figura 3.32 Transporte de calor médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW, para cada uma das seções zonais e meridionais monitoradas. Os quadrados ■ e ■ indicam respectivamente ganhos e perdas de calor do oceano em função das trocas com a atmosfera em cada área monitorada.	75
Figura 3.33 Série temporal de energia cinética na seção meridional Drake.....	76
Figura 3.34 Série temporal de energia cinética na seção meridional África-Antártica.	76
Figura 3.35 Série temporal de energia cinética na seção zonal paralelo 32 sul.....	77
Figura 3.36 Energia cinética média integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW, para cada uma das seções zonais e meridionais monitoradas controle. As setas indicam o sentido do fluxo de energia.....	78
Figura 3.37 Campo de Transporte de volume médio (Sv) para a janela temporal de energia cinética máxima zonal na seção Drake.....	80
Figura 3.38 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	81
Figura 3.39 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	81
Figura 3.40 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrados na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de	

energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical ampliado de 500 metros até 1500 metros de profundidade.	82
Figura 3.41 campo de transporte de volume zonal médio para a janela de energia cinética máxima na seção África – Antártica.....	83
Figura 3.42 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	84
Figura 3.43 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de vertical 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	84
Figura 3.44 Campo de transporte de volume meridional médio para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul.....	85
Figura 3.45 Campo de transporte de volume meridional médio para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	86
Figura 3.46 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	86
Figura 3.47 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	87
Figura 3.48 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	88
Figura 3.49 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	89
Figura 3.50 Campo de transporte de calor zonal médio (unidades de PW) para a janela de energia cinética máxima na seção Drake.....	91
Figura 3.51 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	91
Figura 3.52 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	92
Figura 3.53 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical ampliado de 400 até 1500 metros de profundidade.	92
Figura 3.54 Campo de transporte de calor zonal médio (unidades de PW) para a janela de energia cinética máxima na seção África – Antártica.	93

Figura 3.55 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	94
Figura 3.56 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	94
Figura 3.57 Campo de transporte de calor meridional médio (unidades de PW) para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul.	95
Figura 3.58 Campo de transporte de calor meridional médio para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	96
Figura 3.59 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	97
Figura 3.60 Perfis verticais de transporte calor meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	97
Figura 3.61 Perfis verticais de transporte calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	98
Figura 3.62 Perfis verticais de transporte calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.	98
Figura 3.63 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	100
Figura 3.64 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	101
Figura 3.65 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	101
Figura 3.66 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	102
Figura 3.67 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	103

Figura 3.68 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	103
Figura 3.69 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	104
Figura 3.70 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	104
Figura 3.71 Série temporal de anomalia de energia cinética integrada no volume oceânico global.	105
Figura 3.72 Série temporal de anomalia do trabalho realizado pela pseudotensão de cisalhamento do vento integrado globalmente. As linhas vermelhas destacam os meses referentes a janela temporal de máxima energia cinética e alinha preta destaca o mês de máximo trabalho realizado pelo vento. Os valores de anomalia estão multiplicados por um fator 10^3	107
Figura 3.73 Séries temporais de energia cinética (vermelho e trabalho realizado pelo vento sobre a superfície do oceano integrados no globo. Os valores associados a energia do vento foram multiplicados por um fator 10^3 para ficarem com a mesma ordem de grandeza dos valores de energia cinética.	108
Figura 3.74 Distribuição espacial das anomalias e variâncias associadas (entre parênteses) dos transportes de volume médios e integrados até o fundo oceânico em todas as seções monitoradas.	111
Figura 3.75 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de energia máxima na seção Drake.	112
Figura 3.76 Campo de anomalia de transporte de volume (Sv) médio para a janela temporal de energia máxima na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	112
Figura 3.77 Campo de anomalia de transporte de volume (Sv) para o mês de pico de energia cinética na seção Drake.	113
Figura 3.78 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	114
Figura 3.79 Série temporal de anomalia de elevação da superfície livre durante os meses do experimento perturbado.	115
Figura 3.80 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake.	115
Figura 3.81 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	116
Figura 3.82 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	116
Figura 3.83 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	117

Figura 3.84 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de energia máxima na seção África – Antártica.....	118
Figura 3.85 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de energia máxima na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.....	118
Figura 3.86 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção África – Antártica.....	119
Figura 3.87 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.....	119
Figura 3.88 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica.....	120
Figura 3.89 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.....	120
Figura 3.90 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.....	121
Figura 3.91 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África - Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.....	122
Figura 3.92 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de pico de energia na seção Paralelo 32° Sul.....	123
Figura 3.93 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de energia máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.....	123
Figura 3.94 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul.....	124
Figura 3.95 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.....	125
Figura 3.96 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul.....	126
Figura 3.97 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.....	126
Figura 3.98 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.....	127
Figura 3.99 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.....	127
Figura 3.100 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima	

energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.....	128
Figura 3.101 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	128
Figura 3.102 Distribuição espacial das anomalias e variâncias associadas (entre parênteses) dos transportes de calor médios para a janela temporal de máxima energia integrados até o fundo oceânico em todas as seções monitoradas. As setas indicam o sentido do transporte de calor.	130
Figura 3.103 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o período de janela máxima de energia obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.....	131
Figura 3.104 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o mês de pico de energia cinética obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.	132
Figura 3.105 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.	132
Figura 3.106 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Drake da superfície até o fundo oceânico.	133
Figura 3.107 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	134
Figura 3.108 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Drake da superfície até o fundo oceânico.....	135
Figura 3.109 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.....	135
Figura 3.110 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake da superfície até o fundo oceânico.....	136
Figura 3.111 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	136
Figura 3.112 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado em uma seção zonal em 8° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	137
Figura 3.113 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.	138
Figura 3.114 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção África – Antártica da superfície até o fundo oceânico.	139

Figura 3.115 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	139
Figura 3.116 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	140
Figura 3.117 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	141
Figura 3.118 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica da superfície até o fundo oceânico. .	141
Figura 3.119 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade	142
Figura 3.120 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	143
Figura 3.121 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.....	144
Figura 3.122 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Paralelo 32° Sul da superfície até o fundo oceânico.	145
Figura 3.123 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	145
Figura 3.124 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul da superfície até o fundo oceânico.....	146
Figura 3.125 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	146
Figura 3.126 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul da superfície até o fundo oceânico.....	147
Figura 3.127 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	148
Figura 3.128 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	149
Figura 3.129 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.	149
Figura 3.130 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho	

realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.	150
Figura 3.131 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.....	151
Figura 3.132 Distribuição espacial das anomalias e variâncias associadas (entre parênteses) dos fluxos de energia médios para a janela temporal de máxima energia integrados até o fundo oceânico em todas as seções monitoradas. As setas indicam o sentido do transporte de calor.	153
Figura 3.133 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	154
Figura 3.134 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.	154
Figura 3.135 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	155
Figura 3.136 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical para os primeiros 200 metros de profundidade.....	156
Figura 3.137 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	157
Figura 3.138 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical para os primeiros 200 metros de profundidade.....	157
Figura 3.139 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.	158
Figura 3.140 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical para os primeiros 200 metros de profundidade.....	158
Figura 4.1 Campo de anomalia de temperatura potencial, em 5 metros de profundidade médio, para o mês de pico de energia cinética (unidades de °C).....	161
Figura 4.2 Vetor diferença de velocidade médio para o mês de pico de energia cinética nos primeiros 5 metros de profundidade (unidades de m/s).	161
Figura 4.3 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.	162
Figura 4.4 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.	163

Figura 4.5 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.	164
Figura 4.6 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento, na profundidade de 5 metros.	164
Figura 4.7 Campo espacial de vetor diferença de pseudotensão de cisalhamento do vento (unidades de Pa) para o mês de pico de energia cinética.....	165
Figura 4.8 Campo espacial de vetor diferença de pseudotensão de cisalhamento do vento (unidades de Pa) para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento.	166
4.9 Distribuição espacial de anomalia de energia cinética em unidades de TW ($1\text{TW}=10^{12}$ Watts) para 5 metros de profundidade para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento.	167
4.10 Distribuição espacial de anomalia de energia cinética em unidades de TW para 5 metros de profundidade para o mês de pico de energia cinética.	167
4.11 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado para os primeiros 100 metros de profundidade, médio para o período de janela máxima de energia obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.	169
4.12 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o período de janela máxima de energia obtido para os dados de controle (preto) e para os dados gerados no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.	169
4.13 Campo espacial de diferença de transporte de calor médio (unidades de PW), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.....	171
4.14 Campo espacial de diferença de transporte de calor médio (unidades de PW), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 1572 metros.....	171
4.15 campo espacial de anomalia de temperatura potencial médio para a janela de máxima energia cinética.	173
4.16 Campo espacial de anomalia de temperatura potencial, para o mês de pico de energia cinética.....	174
4.17 Campo espacial de anomalia de temperatura potencial, para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento.....	174
4.18 Campo espacial de vetor diferença de velocidade sobreposto ao campo de anomalia de temperatura potencial para 5 metros de profundidade no mês de pico de energia cinética.	175
4.19 Campo espacial de vetor diferença de velocidade sobreposto ao campo de anomalia de temperatura potencial para 5 metros de profundidade no mês de pico de trabalho realizado pelo vento.	176
4.20 campo espacial de anomalia de temperatura potencial para o mês de pico de energia cinética em 1000 metros de profundidade.....	177
Figura 6.1 Mapa de distribuição espacial das principais correntes oceânicas de superfície na região da Bacia do Atlântico Sul. (Fonte: Schmitz, 1996)	186
Figura 6.2 Desenho esquemático da do sistema de circulação oceânica associado a Corrente das Agulhas. Fonte: Peterson e Stramma (1991).....	187
Figura 6.3 Desenho esquemático do escoamento geostrófico estimado para os primeiros 500 metros da coluna d'água para a região de baixas latitudes da bacia do Atlântico Sul. Cada uma das linhas sólidas representam um transporte de 3 Sv. Fonte: Peterson e Stramma, 1991)	189
Figura 6.4 Desenho esquemático da circulação oceânica nos primeiros 500 metros de profundidade na região do Atlântico Tropical Oeste. Cada linha de fluxo representa um transporte de 3 Sv. Na figura, NBC representa a Corrente Norte do Brasil, a SEUC	

representa a Corrente subequatorial sul, a CSEC representa a Corrente Sul equatorial central, a SECC a contra corrente sul equatorial central e a SSEC representa a Corrente Sul equatorial sul.	190
Figura 6.5 Representação esquemática do escoamento geostrófico para os primeiros 500 metros da coluna d'água da CB e da região da Bifurcação da CSE. Essa representação foi baseada em cálculos realizados a partir de dados hidrográficos. Cada linha sólida representa o transporte integrado (até 500 metros) de 2 Sv e cada linha pontilhada um transporte de 1 Sv. Fonte: Peterson e Stramma (1991).	192
Figura 6.6 Representação esquemática da região da confluência Brasil – Malvinas (Fonte: Peterson & Stramma, 1991).	193
Figura 6.7 Campo de velocidade geostrófica médio para os primeiros 2500 metros obtidos a partir de dados hidrográficos para a região da passagem de Drake. Fonte: Peterson e Stramma (1991)	198
Figura 6.8 Série temporal do transporte de Volume na passagem de Drake para o intervalo compreendido entre os anos de 1977 e 1982 baseado em dados observados de velocidade de corrente, salinidade e pressão no fundo oceânico (Fonte: Whitworth & Peterson, 1985).	199
Figura 6.9 Representação esquemática da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 250 metros de profundidade. Essa camada é representativa para o escoamento da ACAS (Fonte: Stramma & England, 1999)	202
Figura 6.10 Representação esquemática da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste para os níveis compreendidos entre 500 e 1200 metros de profundidade. Essa camada é representativa do escoamento da AIA (Fonte: Stramma & England, 1999) .	203
Figura 6.11 - Grade tripolar construída com região bipolar ao redor do oceano ártico (Murray, 1996).	218
Figura 6.12 Desenho esquemático da disposição das variáveis escalares ($T(i,j,k)$) e vetoriais ($U(i,j,k)$) na grade alternada B de Arakawa.	219
Figura 6.13 Desenho esquemático do detalhamento de malha numérica em coordenada z junto ao assoalho oceânico. A linha pontilhada representa o fundo oceânico realístico e as células hachuradas a representação numérica do mesmo.	220
Figura 6.14 Distribuições Gaussianas, que combinadas fornecem a função teórica para forçar o CCM com um evento El Niño. O eixo vertical da distribuição no espaço são latitudes.	222

Índice de Tabelas:

Tabela 2.1 Nome das áreas monitoradas.	18
Tabela 2.2 Nome das seções zonais e meridionais monitoradas.	18
Tabela 2.3 Configurações de Condições de contorno, condições iniciais e objetivos do experimento 1.	43
Tabela 2.4 Configurações de Condições de contorno, condições iniciais e objetivos do experimento 2.	44
Tabela 3.1 Fluxo de calor resultante (PW) médio anual na superfície do oceano integrado em cada uma das áreas monitoradas. Valores positivos indicam ganho de calor pelo oceano.	48
Tabela 3.2 Trabalho médio realizado pelo vento sobre a superfície do oceano integrado em cada uma das áreas a serem monitoradas. Valores médios para o tempo de integração do modelo.	50
Tabela 3.3 Valores de tensão de cisalhamento do vento (unidades de Pa) sobre a superfície do oceano integrados globalmente e promediados no tempo.	52
Tabela 3.4 Transporte de volume médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de Sverdrup para todas as seções monitoradas.	64
Tabela 3.5 Transporte de calor médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW para as seções Equador Pacífico, 55° Norte Pacífico e Indonésia. .	71
Tabela 3.6 Energia Cinética média integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW para todas as seções monitoradas.	77
Tabela 3.7 Valores de transporte de volume integrados (unidades de Sv) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética.....	79
Tabela 3.8 Valores de transporte de calor integrados (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética.....	90
Tabela 3.9 Valores de energia cinética integrada (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética	99
Tabela 3.10 Valores de energia cinética integrada em cada uma das áreas monitoradas para os dados do experimento controle dentro da janela temporal de máxima energia cinética. Valores integrados para o mesmo período de anomalia de energia cinética e seus percentuais, em relação aos valores de controle. Em destaque (amarelo) os valores integrados globalmente.....	106
Tabela 3.11 Valores integrados no tempo de trabalho realizado pelo vento obtidos a partir dos dados de controle e de anomalia obtidos para a janela temporal de máxima energia. ..	107
Tabela 3.12 Valores máximos de energia cinética para o mês de pico de energia cinética. .	109
Tabela 3.13 Valores de anomalia de transporte de volume integrados (unidades de Sv) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética. Também são apresentados os valores dos percentuais de anomalia para os meses da janela temporal de energia máxima.	109

Tabela 3.14 Valores de anomalia de transporte de calor integrados (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética. Também são apresentados os valores dos percentuais de anomalia para os meses da janela temporal de energia máxima.	129
Tabela 3.15 Valores de anomalia de energia cinética integrada (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética. Também são apresentados os valores dos percentuais de anomalia para os meses da janela temporal de energia máxima.	152
Tabela 4.1 Energia hidrelétrica gerada pelos maiores produtores do mundo.....	159

1. Introdução

O tempo e o clima exercem grande influência na vida do planeta. Ambos fazem parte da experiência diária dos seres humanos e são essenciais para a saúde, produção de alimentos e bem estar (IPCC, 2001). O entendimento da variabilidade climática torna-se então importante para diversas atividades econômicas como: agricultura, pesca, exploração de recursos minerais marinhos, transportes e uma infinidade de outras atividades que são diretamente influenciadas pelo clima. Trabalhos científicos já evidenciam a provável influência dos seres humanos no clima do planeta. Desde a metade do século XIX a superfície terrestre tem se aquecido. Simulações computacionais indicam que as atividades antrópicas são responsáveis diretas por parte desse aquecimento alterando o balanço radiativo da atmosfera (Vecchi et al., 2006). No entanto para a compreensão, detecção e a eventual previsão dos impactos das atividades humanas no clima é necessário o prévio entendimento do sistema climático terrestre e dos processos que ocasionam sua variabilidade (IPCC, 2001). Basicamente, o sistema climático global é composto pela atmosfera, hidrosfera, litosfera, criosfera e biosfera. Esses componentes atuam como um sistema de “cascata de energia” acoplado por processos físicos complexos os quais envolvem fluxos de energia, momentum e matéria através de suas fronteiras gerando numerosos mecanismos de retroalimentação (Peixoto e Oort, 1992). Seguindo as idéias dos mesmos autores o clima pode ser definido como “um conjunto de quantidades promediadas que caracterizam a estrutura e o comportamento da atmosfera, hidrosfera e criosfera por um determinado período de tempo”. Ainda seguindo as idéias dos autores pode-se dizer que o clima está sempre mudando ou sempre em evolução, sendo assim deve-se evitar o conceito de que o clima tenha uma natureza constante. Portanto, para uma melhor compreensão do sistema climático é necessário o conhecimento dos processos e das variabilidades de cada um de seus componentes assim como as conexões estabelecidas entre os mesmos.

Dois importantes componentes do sistema climático global são os oceanos e a atmosfera. A atmosfera é primeiramente colocada em movimento em resposta ao aquecimento diferencial solar. Existe grande variabilidade espacial e temporal dos processos atmosféricos, no entanto, a maior parte da energia concentra-se nas baixas frequências. O tempo de resposta da atmosfera à mudanças impostas é muito menor que qualquer outro componente do sistema climático. Tal fato está relacionado a alta compressibilidade e baixos valores de calor específico e densidade (Peixoto e Oort, 1992).

Os oceanos possuem fundamental importância para estudos climáticos (Peixoto e Oort, 1992). Uma coluna de água oceânica de apenas três metros de espessura contém maior capacidade térmica que toda a coluna atmosférica acima (Gill, 1982, apud Griffies, 2003). Os oceanos constituem-se, portanto, em enormes reservatórios de calor e outros constituintes do sistema climático terrestre como o dióxido de carbono oriundo de fontes antropogênicas (Griffies, 2003). Os oceanos também apresentam movimentos de várias escalas espaciais e temporais porém bem mais lentos que os movimentos atmosféricos. As camadas superficiais são mais ativas que as camadas mais profundas. Dessa forma os oceanos constituem-se em um dos principais componentes climáticos responsáveis pelo transporte de calor ao redor do planeta. Os oceanos e a atmosfera são fortemente acoplados, realizando interações que ocorrem em diversas escalas espaciais e temporais através de trocas de energia como calor e momentum (Peixoto e Oort, 1992).

Os processos de interação entre oceano e atmosfera são fundamentais na distribuição da energia térmica, fornecida pelo Sol, no planeta. A radiação líquida que incide sobre o planeta gera um ganho de calor nas regiões tropicais e de baixas latitudes e uma perda de calor nas regiões de alta latitude. A redistribuição dessa energia sobre os continentes é feita exclusivamente pela atmosfera enquanto que sobre o oceano essa tarefa é exercida por uma relação de cooperação entre oceano e atmosfera os quais serão responsáveis pelo transporte de calor para várias regiões do globo (Hastenrath, 1979). O conhecimento das relações entre os processos oceânicos e atmosféricos em escala global torna-se portanto fundamental para os estudos climáticos no planeta.

1.1 Programas científicos para o estudo do clima

Há algumas décadas os processos de variabilidade climática globais vem sendo tema de muitos trabalhos científicos que associam a influência de fenômenos de grande escala sobre a dinâmica climática em escalas espaciais menores. O constante interesse no conhecimento e no prognóstico de tais variabilidades no planeta alavancou o aparecimento de vários programas científicos de cooperação internacional os quais vem desempenhando papel fundamental no conhecimento de diversos processos climáticos. Esse conhecimento vem sendo obtido através do esforço conjunto entre várias instituições internacionais de pesquisa que através de programas científicos fomentam, basicamente, a coleta de dados ambientais em escala global e o desenvolvimento de linhas de pesquisa e trabalhos científicos que visem o entendimento e a previsão do clima e suas variabilidades.

Dentre os principais programas científicos existentes pode-se destacar: WCRP (World Climate Research Programme) criado em 1980 com o objetivo de desenvolver conhecimento científico básico do clima no planeta e dos diversos processos necessários para determinar os limites temporais de prognósticos climáticos. Além disso o programa pretende também estimar a extensão da influência antrópogênica no clima do planeta. O WCRP é fomentado pelas seguintes instituições de pesquisa: International Council for Science (ICSU) , World Meteorological Organization (WMO) e pela International Oceanographic Commission (IOC). Esse programa é constituído basicamente por estudos, em escala global, da atmosfera, dos oceanos e das superfícies terrestres continentais e polares. Dentre os principais programas de estudos vinculados ao WCRP pode-se destacar: CLIVAR (Climate Variability and Predictability) é o principal foco do WCRP em estudos de variabilidade climática. Esse programa tem como objetivos principais a previsão das variações climáticas no planeta e da influência antropogênica em tais variações (www.clivar.org/organization/objective.htm); GOOS (Global Ocean Observing System) constitui-se em um sistema permanente de observação, modelagem e análise de variáveis oceânicas com o objetivo de dar suporte a serviços operacionais oceânicos ao redor do globo (GOOS, 1998); WOCE (World Ocean Circulation Experiment) tem como objetivos o desenvolvimento de modelos oceânicos para a obtenção da previsibilidade de variações climáticas oceânicas e a coleta de dados necessários para suas validações (WOCE, 1987). O projeto PIRATA (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) foi desenvolvido por um grupo de cientistas do projeto CLIVAR e tem como propósito estudar as interações oceano atmosfera na região do Atlântico Tropical que sejam relevantes para variabilidade climática regional em escalas temporais sazonais, interanuais e mais longas (<http://www.brest.ird.fr/pirata/pirataus.html>).

Um dos programas de grande relevância para o conhecimento atual dos processos de interação entre oceano e atmosfera na região do Pacífico Tropical e dos fenômenos de El niño e La niña é o TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere Project). O TOGA tem como objetivos o monitoramento, o entendimento e a previsão dos processos oceânicos e atmosféricos na região do Pacífico Tropical a partir da implantação de uma rede de sensores para a coleta de dados oceanográficos e meteorológicos de alta qualidade em tempo real. O processo de instalação dos sensores sofreu grande massificação entre os anos de 1985 e 1994 quando 70 sensores foram instalados na região de interesse durante o chamado projeto TAO (Tropical Atmosphere Ocean). Com a conclusão da instalação dos sensores em 1994 o projeto passou a disponibilizar os dados ambientais coletados em tempo real. Até o ano de

2000 o projeto era unicamente gerido pelo PMEL (Pacific Marine Environmental Laboratory) sob a administração da NOAA (National Ocean Atmosphere Administration). A partir de 2000 foi iniciada uma cooperação com o JAMSTEC (Japan Marine-Earth Science and Technology) e a linha de sensores passou a se chamar TAO/TRITON aumentando o número de sensores principalmente na porção oeste do Pacífico Tropical (McPhaden, 1993).

Instituições de pesquisa de grande importância para o desenvolvimento de estudos climáticos foram criadas. Uma das mais importantes é o IRI (International Research Institute). Esse instituto foi criado em 1992 e tem a participação de várias instituições de pesquisa ao redor do globo. O IRI tem como objetivo o aumento do conhecimento, da previsão e do gerenciamento de impactos ambientais associados a flutuações climáticas sazonais para melhorar o bem estar e o meio ambiente em países em desenvolvimento.

O IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) foi criado em 1988 pela Organização Mundial de Meteorologia com o objetivo de acessar informações científicas, técnicas e sócio-econômicas relevantes ao conhecimento da influência antrópica nas mudanças climáticas globais. Nesse sentido três grandes boletins (assessment reports) foram gerados nos anos de 1990, 1995, 2001. Dentre as principais conclusões obtidas por esses três boletins pode-se destacar a existência do problema de aquecimento global e o aumento da concentração dos gases do efeito estufa nos últimos 50 anos causando um aumento de temperatura no planeta. Atualmente encontra-se em andamento o quarto boletim (AR4) com final previsto para 2007 que visa, dentre outros objetivos específicos, focar nos estudos de impactos ambientais e sociais que possam dar suporte a novas políticas que busquem a solução de tais problemas.

1.2 Métodos de Investigação do clima

Como foi comentado, grandes esforços da comunidade científica mundial para a coleta de dados ambientais em escala global é algo ainda muito recente. Grande parte do conhecimento adquirido sobre a dinâmica climática nos oceanos vem sendo obtido a partir de medidas diretas de parâmetros meteorológicos e oceanográficos. Além disso o estudo de processos climáticos necessita de medições longas o suficiente para capturar variabilidades associadas a longos períodos (medições decadais e seculares). Nesse sentido, várias técnicas estatísticas de tratamento de dados ambientais, oriundos de fontes diferenciadas, foram desenvolvidas para a obtenção de mapas climatológicos globais. Tais mapas

representariam, basicamente, as médias de valores no tempo e no espaço para diversos parâmetros. Essa metodologia foi adotada para a geração de algumas bases climatológicas de dados meteorológicos e oceanográficos que nos dias atuais são largamente utilizadas por grande parte da comunidade científica. Bancos de dados climatológicos continuam sendo gerados utilizando um número cada vez maior de dados e novas técnicas de medição dos mesmos como o sensoriamento remoto.

A análise dos dados climatológicos revela aos pesquisadores, importantes informações, do estado médio do clima. No entanto, tal análise não permite a confecção de prognósticos climáticos e devido as próprias limitações, comentadas, muitas vezes não conseguem representar e capturar feições dinâmicas e termodinâmicas importantes dos oceanos e da atmosfera. Modelos matemáticos hidrodinâmicos analíticos foram desenvolvidos com intuito de representar a dinâmica da circulação oceânica. Em 1902, Ekman explicou quantitativamente como o efeito de rotação da Terra era responsável pela deflexão das correntes superficiais geradas pelo vento. Em 1947 Sverdrup, explicou como as principais feições do sistema equatorial de correntes eram influenciadas pelo vento. Em 1948, Stommel explicou o processo de intensificação das correntes de contorno oeste geradas pelo vento. Finalmente em 1950, Munk combinou a maioria das teorias acima para obter expressões analíticas que descreviam quantitativamente as principais feições da circulação gerada pelo vento a partir de um campo realístico desse forçante. Grande parte do conhecimento adquirido a respeito da circulação oceânica de grande escala foi obtido através dos modelos matemáticos citados. No entanto, dificuldades matemáticas em resolver as equações governantes, mesmo dos modelos mais simples, impediam um maior progresso na aplicação de tais teorias. Essas dificuldades estavam associadas, por exemplo, a complexa geometria das bacias oceânicas e principalmente à natureza não linear das equações (Bryan, 1969). Para solucionar tais problemas eram necessárias simplificações na geometria e na física do sistema a ser modelado o que ocasionava a geração de resultados que se distanciavam da realidade observada.

Com o desenvolvimento computacional surge uma nova e importante ferramenta científica utilizada para diagnosticar e prognosticar os processos climáticos da atmosfera e dos oceanos: a modelagem numérica computacional. Essa técnica passou a permitir a representação dos escoamentos oceânicos com o uso de uma geometria mais realística das bacias oceânicas e com a inclusão de todos os termos viscosos e não lineares presentes no sistema de equações governantes. A técnica consiste basicamente na discretização numérica das equações contínuas governantes do modelo matemático e sua posterior tradução em um

código computacional. O uso dessa ferramenta permite a reprodução da transferência de energia entre os movimentos de diferentes escalas de tempo e espaço o que torna possível uma investigação mais ampla da dinâmica climática de uma região englobando a influência dos processos oceânicos e atmosféricos de origem local e remota, de variadas frequências. O desenvolvimento da técnica de modelagem computacional e o aprimoramento dos resultados obtidos vêm acompanhando a evolução de plataformas e métodos computacionais mais poderosos que permitem uma maior velocidade de processamento e aumento da resolução espacial e temporal dos resultados gerados. Produtos de modelos numéricos já há alguns anos também vêm sendo usados como fontes de bancos de dados climatológicos enriquecendo a representação da dinâmica climática fornecida por esses.

Em seu artigo sobre a evolução da aplicação da técnica da modelagem computacional para estudos da circulação oceânica global, Semtner (1998) apontou duas linhas de pesquisa fundamentais para estudos futuros: o aumento da resolução espacial e temporal acompanhado do desenvolvimento de melhores formulações hidrodinâmicas e o acoplamento de modelos atmosféricos a modelos oceânicos globais.

Há alguns anos vem sendo desenvolvida a técnica de acoplamento entre modelos climáticos atmosféricos e modelos oceânicos globais. Essa técnica consiste basicamente na integração simultânea dos dois modelos e do intercâmbio de algumas variáveis de contorno entre os dois domínios considerados (oceano e atmosfera). Apesar dessa técnica estar sendo amplamente utilizada é fundamental o prévio conhecimento de aspectos dinâmicos e termodinâmicos das regiões oceânicas e atmosféricas isoladamente para que se possa aferir os resultados obtidos pelo o uso dessa metodologia.

Outra técnica que vem sendo muito utilizada nos ultimos anos, na investigação de processos oceânicos, é a assimilação de dados oceanográficos observados em modelos de circulação global. Essa técnica permite a solução parcial de um grande problema em estudos oceanográficos: a falta de observações e medições no espaço e no tempo que permitam uma acurada descrição do estado da circulação oceânica em grande escala. A idéia principal de um sistema de assimilação é a utilização de dados observados para aferir o produto de um modelo no espaço e no tempo.

1.3 Variabilidades climáticas oceânicas e atmosféricas

As variabilidades espaço temporais dos processos oceânicos e atmosféricos podem estar associadas a fenômenos de origem remota ou local à região que são observadas. Devido a

sua enorme área de influência, praticamente global, o El Niño é um dos fenômenos da natureza mais investigados nos dias atuais. Para que se possa compreender melhor esse fenômeno é necessário o entendimento de diversos processos oceânicos e atmosféricos assim como suas interações na região do Oceano Pacífico Tropical, local onde é possível observar mais claramente as indicações de sua ocorrência.

Philander (1990) fez uma ótima compilação dos conhecimentos adquiridos, pela comunidade científica, sobre esse fenômeno ao longo dos anos. Algumas partes desse trabalho serão discutidas a seguir. Além disso, será apresentado um breve histórico da evolução do conhecimento desse fenômeno.

No final do século XIX Hildebrandsson (1897, *apud* Philander, 1990) observou que as variações da pressão atmosférica em Sydney (Austrália) estavam fora de fase com as variações dessa mesma propriedade em Buenos Aires (Argentina). Lockyer (1902, *apud* Philander, 1990) confirmou o exposto por Hildebrandsson e estimou um período de oscilação de 3,8 anos. As análises de dados coletados em vários pontos ao redor do globo revelaram que essa oscilação possuía extensão quase global. Observações dos campos de pressão ao nível do mar revelavam que a oscilação possuía dois grandes centros de ação: um sobre o Pacífico tropical oeste e oceano Índico leste e outro no Pacífico tropical sudeste. As flutuações de pressão nesses dois centros apresentavam-se fora de fase, mas com alta coerência.

Essas flutuações de pressão foram nomeadas de oscilação do sul (Southern Oscillation - SO) por Sir Gilbert Walker. Com a colaboração de outros autores Walker concluiu que além de envolver flutuações de pressão ao longo do Pacífico, a SO estaria associada à variações significativas de precipitação e do campo de ventos nos oceanos tropicais Índico e Pacífico e também era correlacionada com flutuações meteorológicas ao redor do globo (Walker, 1923, 1924, 1928; Walker e Bliss, 1930, 1932, 1937, *apud* Philander, 1990). As correlações entre vários parâmetros sugeriam que as ocorrências de anomalias positivas de pressão atmosférica sobre a superfície oceânica no Pacífico oeste e anomalias negativas, no Pacífico tropical sudeste, coincidiam com o aumento da precipitação, presença de águas quentes na superfície e relaxamento dos ventos alíseos no Pacífico central e oeste. Essa fase da oscilação é atualmente conhecida como El Niño. A outra fase da SO é conhecida como La Niña e ocorre quando há a presença de anomalias positivas de pressão atmosférica sobre a superfície do oceano na porção leste e anomalias negativas na porção oeste do Pacífico tropical. Além disso, pode-se observar uma intensificação dos alíseos e uma diminuição da TSM e da pluviosidade na porção leste do

Pacífico tropical. Devido à relação entre os termos El Niño e SO e do estudo desses dois fenômenos conjuntamente o termo ENSO (El Niño Southern Oscillation) passou a ser adotado por grande parte da comunidade científica (Philander, 1990).

É importante ressaltar que os trabalhos citados anteriormente não discutiam claramente sobre uma interação direta entre processos atmosféricos e oceânicos como sendo um dos possíveis mecanismos responsáveis à geração do ENSO. Em 1966, Bjerknes associou o aparecimento de anomalias positivas de TSM na região do Pacífico Tropical com o enfraquecimento dos ventos alíseos e com a inibição do afloramento de águas frias, da termoclina, na superfície além da alteração do clima em algumas regiões do norte da Europa. Em seu estudo pioneiro, Bjerknes (1966) sugeriu uma conexão entre a variabilidade interanual oceânica e atmosférica. Bjerknes atribuiu como causa da ocorrência da SO, a variabilidade interanual da TSM na região do Pacífico Tropical. A partir do trabalho de Bjerknes, novos trabalhos surgiram buscando a investigação profunda dos fenômenos de interação oceano – atmosfera para a melhor compreensão do ENSO.

Seguindo as idéias de Bjerknes, Wyrtki (1981) classificou a SO como um sistema oscilatório que possui períodos de alta e baixa intensidade. Durante os períodos de alta intensidade o sistema de alta pressão no lado leste do Pacífico tropical e o sistema de baixa pressão da Indonésia encontram-se intensificados. Essa situação garante a ocorrência de fortes ventos alíseos de sudeste, fortes ressurgências equatoriais e uma forte corrente sul equatorial. Durante esse período, a região do Pacífico Oeste é caracterizada pelo aparecimento de anomalias positivas de TSM, aprofundamento da termoclina e o aumento da elevação da superfície livre do oceano. Nesse período a região do Pacífico Leste, especialmente ao largo da costa peruana, apresenta anomalias negativas de TSM e uma camada de mistura pouco profunda. Essa diferença de temperatura alimenta a circulação atmosférica, especialmente a célula de circulação de Walker. Nos períodos de baixa intensidade da SO os sistemas de alta e baixa pressão do Pacífico Oeste e Leste respectivamente encontram-se enfraquecidos gerando um fraco gradiente de pressão e consequentemente fracos ventos alíseos de sudeste, fraca ressurgência equatorial e fraca corrente sul equatorial. Tais condições provocam a ocorrência de anomalias positivas de TSM ao longo da região do Pacífico Leste e Central além de uma diminuição no gradiente zonal de temperatura entre Pacíficos Leste e Oeste o que causa um enfraquecimento na célula de circulação de Walker. Essas condições intensificam as células de circulação de Hadley as quais intensificam o transporte de vorticidade em direção aos polos

intensificando os centros de alta pressão subtropicais e assim reiniciando o período de alta intensidade da SO.

Apesar das interações entre oceano e atmosfera associadas ao ENSO estarem centradas no Pacífico Equatorial, mudanças na convecção atmosférica tropical podem influenciar a circulação atmosférica global. As teleconexões atmosféricas de grande escala associadas ao ENSO alteram as características de algumas propriedades dinâmicas e termodinâmicas junto a superfície do oceano como: temperatura do ar, umidade, vento assim como a distribuição de nuvens em regiões distantes do Pacífico equatorial. As variações resultantes nos fluxos de calor, momento e fluxos de água doce podem induzir mudanças na TSM, salinidade, profundidade da camada de mistura e nos escoamentos oceânicos. Portanto a atmosfera age como uma “ponte atmosférica” ligando o Pacífico Equatorial ao Pacífico Norte e ao Pacífico Sul ao Atlântico e ao Índico (Alexander et al., 2002). Covey & Hastenrath (1978, apud Alexander et al., 2001) analisando campos de TSM, pressão ao nível do mar e ventos no Atlântico Tropical, descobriram uma extensa região equatorial com altos valores de TSM quentes durante o outono que sucedia eventos de El niño e valores de TSM baixos durante períodos que sucediam eventos de La niña. Hameed et al. (1993) a partir de resultados gerados por um modelo acoplado oceano-atmosfera observaram um fortalecimento do giro atmosférico subtropical e dos alíseos no Atlântico Sul durante a fase quente do ENSO. Enfield & Mayer (1997) confirmaram a presença de anomalias positivas de TSM no Atlântico Norte equatorial e no mar do Caribe durante o outono após aproximadamente 3 a 6 meses do pico de anomalias positivas de TSM observado no Pacífico Tropical. O aparecimento de tais anomalias estaria associado ao enfraquecimento dos ventos alíseos de NE sobre uma grande área que se estende do Noroeste da África até o mar do Caribe causando diminuição, por evaporação, de perda de calor do oceano na camada de mistura superficial. Os autores sugerem ainda que esses eventos estariam associados a um deslocamento para norte da ITCZ resultando em um fortalecimento dos alíseos de SE em baixas latitudes no Atlântico Sul o que causaria um leve resfriamento da superfície do oceano na região a oeste de Angola e uma tendência ao aquecimento das águas superficiais a leste da região sul do Brasil entre as latitudes de 20° S a 30° S.

Os efeitos do ENSO podem gerar algumas consequências no clima das regiões da Bacia do Atlântico Sul e América do Sul. Relaciona-se o aumento do índice de precipitação sobre o Uruguai e Sul do Brasil, com a presença do fenômeno El Niño [Diaz et al., 1997]. Segundo o autor, existiria uma correlação entre as variações da TSM do pacífico Equatorial,

com as mudanças na TSM do Atlântico Sul, o que causaria uma proximidade do anticiclone subtropical à costa da região Sudeste, formando um bloqueio para as massas de ar frio oriundas das regiões polares que ficariam “empilhadas” sobre a região Sul do Brasil e Uruguai, causando um aumento anômalo na precipitação nestes locais. Segundo Venegas et al. (1997) sinais dos efeitos do El Niño no clima de todo o Atlântico Sul podem ser observados através do aumento na pluviosidade na região Sul do Brasil e Uruguai, secas no Nordeste Brasileiro, leve aumento de temperatura na região sudeste, entre outros. Segundo Sinclair et al. (1997) a variabilidade de baixa frequência dos campos de pressão ao nível do mar no hemisfério sul, em resposta positiva às anomalias de TSM e deslocamento das células de Hadley e Walker, causa um aumento na frequência de chegadas de massas de ar oriundas das altas latitudes. O efeito causado tem grande influência sobre todo o clima tropical [Hou, A., 1997]. Utilizando 13 anos de dados de satélite Lentini et al. (2001) analisaram a variabilidade da TSM na região oeste do Atlântico sul. Os autores observaram que a advecção de anomalias frias ($< 1^{\circ}\text{C}$) para sul tende a estar associada a ocorrência de ENSO. Foi observado também que as amplitudes das anomalias de SST são maiores ao largo do Rio da Prata e da lagoa dos patos. Torres Jr. (2005) através da aplicação de um modelo de circulação geral da atmosfera, de um modelo de circulação oceânica e da análise de dados gerados a partir da aplicação de um modelo de circulação geral dos oceanos, observou evidências da influência de anomalias de TSM no Pacífico Equatorial via conexão atmosférica, a profundidade e consequentemente disponibilidade da Água Central do Atlântico Sul, à bomba de Ekman na bacia sudoeste do Atlântico Sul. O autor observou a presença de anomalias negativas do rotacional do vento sobre a superfície do oceano junto a costa sudeste brasileira associadas ao ENSO.

Além da influência de fenômenos remotamente gerados, como o ENSO, sobre as regiões da bacia do Atlântico Sul e América do Sul, essas regiões também podem sentir os efeitos de fenômenos gerados localmente (bacia do Atlântico Sul). Um exemplo desse tipo de fenômeno é o chamado Dipolo do Atlântico (Moura e Shukla, 1981; Servain, 1991; Okumura et al, 2001). Trata-se de uma feição oceanográfica associada à variabilidade interanual nos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais. Análises de séries temporais longas confirmam a existência de um importante modo da variabilidade interanual no Atlântico que envolve deslocamentos meridionais da ITCZ o qual se apresenta assimétrico em relação ao equador. Flutuações dos valores do segundo modo da função ortogonal empírica associada às variações de TSM no Atlântico Tropical são geralmente pequenas quando comparadas às variações associadas ao ciclo sazonal, mas influenciam no posicionamento

da ITCZ e causam variações de precipitação. A região nordeste do Brasil, por exemplo, possui forte precipitação quando a TSM apresenta-se anormalmente alta ao sul do equador e anormalmente baixa ao norte. A precipitação na região sudoeste da África está relacionada com a precipitação na região nordeste do Brasil (Berlage, 1966 apud. Philander, 1990). Flutuações nos ventos de superfície também estão relacionadas com a TSM: águas quentes ao sul do equador geralmente coincidem com um período de relaxação dos ventos alíseos (Servain e Legler, 1986 apud Philander, 1990). Moura e Shukla (1981), através da análise de uma série temporal de anomalia de TSM para a região do Atlântico tropical observaram a ocorrência de secas na região nordeste do Brasil na presença de anomalias positivas de TSM ao Norte do Equador simultaneamente a presença de anomalias negativas ao sul do Equador.

1.4 Motivação

O conhecimento do estado médio dos oceanos, suas variabilidades e sua resposta à aplicação de perturbações é de fundamental importância para a oceanografia física e para a ciência climática (Griffies, 2004). A distribuição de temperatura nos oceanos, em escala interanual, constitui-se em informação fundamental para o entendimento dos processos de troca de calor entre oceano e atmosfera e consequentemente para uma melhor previsão das variações do clima em diversas regiões do planeta. Bjerknes (1966) já atentava para o fato da influência de anomalias positivas de TSM (acima de 3°C a 4°C) na região do Pacífico Equatorial estarem associadas a intensificação do campo de vento zonal. Philander (1983), em seu estudo sobre o ENSO ocorrido 1982-1983 destaca que as condições anômalas oceânicas e atmosféricas, referentes a esse fenômeno, desenvolvem-se praticamente em fase. Para o conhecimento da distribuição de temperatura nos oceanos é essencial a quantificação dos transportes oceânicos de calor e massa.

Os oceanos cobrem mais de 70% da superfície do planeta constituindo-se em enormes reservatórios de calor para o sistema climático terrestre. Para a compreensão do funcionamento do sistema climático torna-se, portanto, fundamental o conhecimento dos transportes oceânicos de calor.

Os oceanos e a atmosfera não são dois fluídos isolados, na verdade, constituem os dois mais importantes componentes de um grande motor movido a calor que determina as

flutuações do clima (Wyrski, 1981). A técnica de acoplamento de modelos oceânicos e atmosféricos permite não apenas o prognóstico dos transportes associados aos dois sistemas considerados mas também dos processos de retroalimentação entre os mesmos. Para o emprego dessa técnica, no entanto, é necessário o prévio conhecimento do estado médio (clima) dos movimentos oceânicos e atmosféricos. Essa informação torna possível a validação dos resultados obtidos com o uso dessa técnica.

A operacionalização de um modelo computacional oceânico global que forneça o comportamento da circulação de grande escala na região da Bacia do Atlântico Sul torna-se uma importante fonte de informações (condições iniciais e de contorno) para o aperfeiçoamento de modelos computacionais oceânicos de menor escala, melhorando assim a previsibilidade dos mesmos. Tal fato pode ser explicado pela inclusão da influência de fenômenos que não sejam apenas localmente gerados (bacia do Atlântico Sul) mas também remotamente.

Ainda nos dias atuais o conhecimento da variabilidade espacial e temporal da TSM do Oceano Atlântico Sul é um dos limitadores às previsões das anomalias climáticas em nosso país. Um dos principais problemas para previsões de longo prazo da precipitação nas regiões do Atlântico tropical e especificamente no Nordeste brasileiro é a falta de uma previsão precisa da TSM nessa região (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1994). A baixa frequência temporal e espacial de dados oceanográficos na região da costa brasileira e na própria bacia do Atlântico Sul constitui-se em um problema para a caracterização e a previsão dos diversos aspectos dinâmicos da circulação oceânica nas várias escalas espaciais e temporais.

O oceano Atlântico Sul estabelece uma livre conexão entre os três maiores oceanos. A livre passagem entre os continentes do Hemisfério Sul e a Antártica permite um intercâmbio de águas entre esses três oceanos. O Atlântico Sul recebe consideráveis volumes de água do Pacífico, através da passagem de Drake e do Índico através dos vórtices originados do processo de retroflexão da Corrente das Agulhas (Gordon et al, 1992).

Outra importante feição oceânica presente no Atlântico Sul é a conhecida Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Essa corrente, que flui ao redor do globo, é responsável pela troca de massas d'água em diversos níveis e de anomalias climáticas entre os oceanos (White e Peterson, 1996). A variabilidade da circulação oceânica e da TSM no Atlântico Sul em variadas escalas temporais conferem a esse oceano importante papel no impacto do clima regional e global.

Além da importância do conhecimento climático da dinâmica oceânica da bacia do Atlântico Sul e suas variabilidades. Torna-se necessário também o conhecimento de como os transportes oceânicos de calor e massa se comportariam na ocorrência de uma importante perturbação climática de impacto global como o ENSO. Para um entendimento desse fenômeno é necessário o estudo de dois problemas simplificados: a resposta dos oceanos às mudanças meteorológicas observadas; e a resposta da atmosfera às mudanças de TSM observadas (Philander, 1986).

Venegas et al. (1998) utilizaram 80 anos de dados médios mensais de TSM e pressão ao nível do mar para estudar o ciclo climático interdecadal no oceano Atlântico Sul. As análises realizadas revelaram a existência de flutuações interdecadais no sistema oceano – atmosfera com períodos aproximados de 20 anos. As anomalias de TSM observadas propagam-se com sentido anticiclônico ao redor da bacia do Atlântico Sul tendendo seguir a circulação do giro subtropical. As anomalias de pressão ao nível do mar observadas propagam-se para oeste na bacia gerando mudanças na circulação atmosférica que parecem reforçar o aparecimento das anomalias de TSM através de trocas anômalas de calor entre oceano e atmosfera. Outro resultado interessante obtido pelos autores foi a existência de sinais anômalos de TSM e pressão ao nível do mar globais que parecem acompanhar as diferentes fases do ciclo dessas anomalias no Atlântico Sul. Tal resultado sugere que o aparecimento das anomalias presentes na bacia do Atlântico Sul pode representar apenas um aspecto regional de uma variabilidade interdecadal global.

1.5 Propósito e objetivos

1.5.1 Objetivo

Pretende-se obter conhecimento sobre o balanço energético e o clima associado aos transportes oceânicos de calor e massa na bacia do Atlântico Sul e suas possíveis variabilidades interanuais na ausência e na presença do fenômeno ENSO.

Pretende-se também investigar alguns dos processos associados às variabilidades espaciais temporais de baixa frequência na bacia do Atlântico Sul em relação aos processos atmosféricos e oceânicos de transferência de quantidade de movimento, calor e massa locais (Bacia do Atlântico) e globais.

1.5.2 Hipótese

Os transportes de calor e massa oceânicos na bacia do Atlântico Sul podem ser influenciados pelo ENSO, localmente através de anomalias no campo de vento sobre a superfície desse oceano e remotamente via Corrente Circumpolar Antártica (CCA).

1.5.3 Objetivos específicos

1. Obter o clima oceânico da bacia do Atlântico Sul com a utilização de um modelo global de circulação dos oceanos.
2. Analisar o balanço energético relativo aos transportes de calor e massa na bacia do Atlântico Sul.
3. Analisar o clima oceânico e o balanço energético relativo aos transportes de calor e massa na bacia do Atlântico Sul na ocorrência de anomalias no campo de tensão de cisalhamento do vento local e remotamente via CCA.

2. Metodologia

A metodologia do presente trabalho consiste basicamente na utilização da modelagem computacional como ferramenta de investigação da variabilidade interanual da dinâmica e termodinâmica oceânica nas escalas espaciais e temporais de interesse. Séries temporais globais com dados meteorológicos e oceanográficos médios mensais serão utilizadas para observação do ciclo interanual dos transportes de massa e calor e suas anomalias na bacia do Atlântico Sul. Além disso, serão estudadas as possíveis causas do aparecimento de anomalias nos campos das variáveis dinâmicas e termodinâmicas na região de interesse.

Há alguns anos a modelagem computacional tem se constituído em uma importante ferramenta para estimar os transportes oceânicos em grande escala. Matano e Philander (1993) utilizaram os resultados extraídos de um experimento numérico com o modelo de circulação geral dos oceanos de Bryan (1969) para calcular os balanços de calor e massa no oceano Atlântico Sul. O modelo utilizado pelos autores possuía como domínio de integração a bacia do Atlântico Sul e apenas dois contornos abertos: a passagem de Drake e a região entre o continente africano e a Antártica. O modelo foi inicializado com os campos de temperatura e salinidade extraídos do banco de dados Levitus (1982) e forçado em superfície com os dados climatológicos de tensão de cisalhamento do vento do banco de dados Hellerman e Rosenstein (1983). Nos dois contornos abertos foram impostos valores climatológicos e constantes para os transportes de massa e para os valores de temperatura e salinidade.

Rosati e Miyakoda (1988) desenvolveram um modelo de circulação geral dos oceanos com o objetivo de estudar a estrutura térmica das camadas superficiais do oceano. O modelo desenvolvido baseou-se no modelo de equações primitivas de Bryan (1969) com a adição do esquema de fechamento turbulento de Mellor e Yamada (1974) e viscosidade horizontal não linear. O modelo foi inicializado com dados de temperatura e salinidade do banco de dados Levitus e em repouso (estrutura espacial de velocidade nula). Nos contornos (oceano – atmosfera) foram utilizados dados de vento, temperatura e umidade do National Meteorological Center (NMC) para os anos de 1982 e 1983. A partir desses dados foram calculados os valores de tensão de cisalhamento do vento e fluxo de calor os quais foram utilizados como condições de contorno na superfície do oceano. O modelo possuía

domínio de integração global, resolução espacial horizontal de 1° por 1° e 12 níveis na vertical.

Derber e Rosati (1989) desenvolveram um sistema de assimilação de dados oceânicos globais para utilização em modelos acoplados oceano – atmosfera de circulação geral. O sistema desenvolvido utilizava o modelo global oceânico desenvolvido por Rosati e Miakoda (1988) com resolução espacial horizontal de 1° por 1° em todo o globo com exceção da região compreendida entre 10° S e 10° N onde foi utilizada a resolução de 1°/3 por 1°/3. O modelo possuía 15 níveis na vertical. Os dados assimilados pelo modelo oceânico foram os campos superficiais de temperatura e perfis verticais da mesma propriedade.

O modelo computacional utilizado, nesse trabalho, para obtenção dos transportes oceânicos de calor e massa terá domínio de integração global. A utilização de modelos com domínio de integração global para estudos da dinâmica oceânica em escalas espaciais de bacia oceânica têm se justificado, dentre outros motivos, pela dificuldade em se tratar individualmente ou parcialmente a circulação termohalina global e o fluxo da CCA. Essas duas circulações interagem entre si e influenciam significativamente muitas regiões oceânicas (Semtner e Chervin, 1992). O escoamento associado à CCA é responsável pelo intercâmbio de calor e outras propriedades entre todas as bacias oceânicas. A representação desse escoamento torna-se, portanto, de fundamental importância para estudos climáticos oceânicos.

À Luz dos trabalhos citados e dos objetivos apresentados, a ferramenta escolhida para a conclusão do trabalho é a modelagem computacional oceânica. O modelo de circulação geral dos oceanos a ser utilizado é o Modular Ocean Model (MOM) em sua versão 4.0. O histórico de desenvolvimento e algumas aplicações desse modelo em estudos climáticos assim como uma breve descrição, de aspectos físicos e matemáticos do mesmo, são apresentados nos apêndices do presente trabalho (seção 6.3).

2.1 Estimativas dos transportes

Foram realizados dois experimentos computacionais: o clima e a anomalia. Para a execução do experimento clima, forçou-se o modelo com condições de contorno na fronteira oceano-atmosfera que refletiam o clima atmosférico referente aos fluxos radiativos de massa e momento. Como condições iniciais, no interior da coluna d'água, foram utilizados campos de temperatura, salinidade, elevação da superfície livre e velocidade.

Detalhes dos dados utilizados como condições iniciais e de contorno são apresentados a seguir, na seção 2.2.1. Esse primeiro experimento tinha como objetivo principal verificar a capacidade do modelo em obter o clima oceânico global e especificamente na bacia do Atlântico Sul. Os dados referentes ao último dia do último ano de integração do modelo serão utilizados para a inicialização do experimento da anomalia. Os resultados médios mensais referentes ao último ano de integração, desse experimento, serão utilizados como dados de controle para estimar as anomalias referentes aos transportes oceânicos citados anteriormente. Inicialmente foram estimadas propriedades termodinâmicas e dinâmicas dependentes como os transportes de calor e massa, energia cinética, a taxa temporal de trabalho realizado pela pseudotensão de cisalhamento do vento e fluxo de calor resultante na superfície do oceano para algumas regiões selecionadas nos oceanos.

Foram selecionadas, em todo o oceano global, cinco seções zonais, quatro seções meridionais e seis áreas superficiais para calcular as propriedades mencionadas (Figura 2.1). Nas tabelas 2.1 e 2.2 estão apresentados, respectivamente, os nomes dados a cada uma das áreas e seções a serem monitoradas. Dessa forma foi estimado o balanço de calor e massa em todos os volumes oceânicos definidos. Nesse trabalho serão analisadas com maior detalhe as seções localizadas na bacia do Atlântico Sul. Nas seções zonais e meridionais foram calculados os valores dos transportes de calor e massa com direção perpendicular as mesmas e também os valores de energia cinética. Nas áreas superficiais foram estimados os valores de trabalho associado ao vento sobre a superfície do oceano, fluxo de calor resultante e fluxo de massa associada ao balanço precipitação – evaporação e drenagem fluvial. Na Figura 2.2 é apresentado com detalhe o desenho esquemático de uma das áreas monitoradas no Oceano Atlântico (área Atlântico Sul).

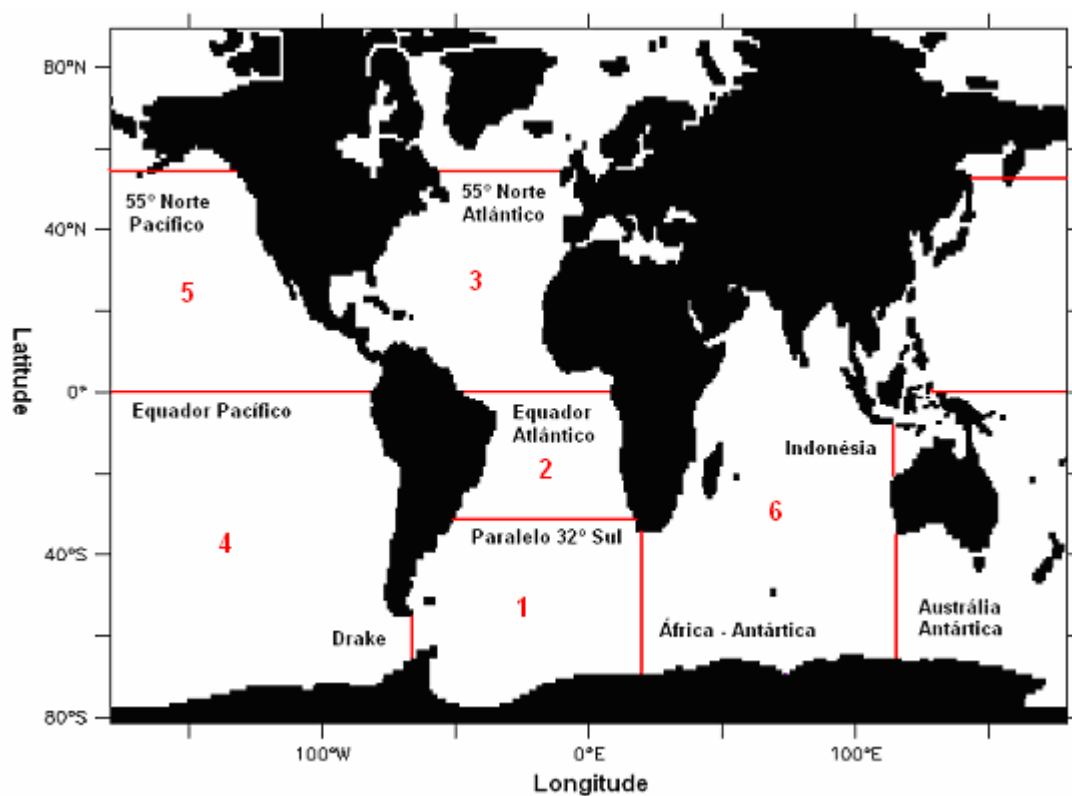


Figura 2.1 Desenho esquemático de localização das áreas e seções zonais e meridionais onde foram estimados os valores das propriedades dependentes.

Tabela 2.1 Nome das áreas monitoradas.

Área 1	Atlântico Sul
Área 2	Atlântico Equatorial
Área 3	Atlântico Norte
Área 4	Pacífico Sul
Área 5	Pacífico Norte
Área 6	Índico

Tabela 2.2 Nome das seções zonais e meridionais monitoradas.

Seções
Drake
África – Antártica
Paralelo 32° Sul
Equador Atlântico
55° Norte Atlântico
Equador Pacífico
55° Norte Pacífico
Austrália – Antártica
Indonésia

A escolha das áreas e seções analisadas detalhadamente seguiu basicamente dois critérios: a existência de estimativas dos transportes oceânicos de interesse na literatura científica e a relevância dinâmica da região como fonte de possíveis variabilidades na Bacia do Atlântico Sul.

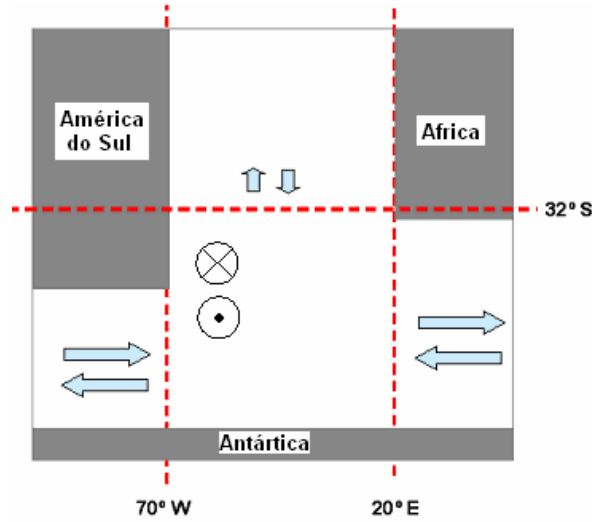


Figura 2.2 Desenho esquemático para o cálculo do balanço energético na áreas Atlântico Sul (1) referente ao esquema da figura 2.1. As setas indicam os fluxos de energia no interior da coluna d'água que podem estar entrando ou saindo de cada uma das seções. No interior estão representados os fluxos de energia, calor e massa que podem estar entrando ou saindo através da interface oceano – atmosfera.

As estimativas dos transportes de calor e massa, e energia cinética integrados nas seções citadas serão realizadas com a aplicação das equações 2.1 e 2.2 respectivamente.

$$H_V = \int_0^L \int_{-h(x)}^0 v(x, z, t) dz dx \quad (2.1)$$

$$Q = \rho \cdot c_p \int_0^L \int_{-h(x)}^0 v \theta dz dx \quad (2.2)$$

onde:

H_V - Transporte de volume

Q - Transporte de Calor

v - representa a componente de velocidade normal a seção

z - dimensão vertical

x - dimensão lateral

ρ - densidade da água do mar

θ - temperatura potencial

c_p - calor específico da água do mar.

As estimativas de energia cinética (K), nas seções citadas serão realizadas com a aplicação da equação 2.3.

$$K = \frac{1}{2} \int_0^l \int_{0-h(x)}^0 \rho \cdot (u^2 + v^2 + w^2) dz dx \quad (2.3)$$

onde:

ρ - densidade da água do mar

u - componente zonal de velocidade

v - componente meridional de velocidade

w - componente vertical de velocidade

z - dimensão vertical

x - dimensão lateral

Para obter o sentido do fluxo de energia cinética multiplica-se a equação 2.3 pela razão entre a componente de velocidade normal à seção considerada por sua norma. A equação 2.4 representa o produto citado.

$$K = K \cdot \left(\frac{\vec{v} \cdot \vec{i}}{|\vec{v} \cdot \vec{i}|} \right) \quad (2.4)$$

onde:

$\vec{v} \cdot \vec{i}$ - é a componente do vetor velocidade normal à seção considerada

Os valores estimados de energia cinética estão em unidades de Watts.segundos, no entanto nas análises apresentadas será omitido a unidade temporal. Esse procedimento é usualmente utilizado em estudos climáticos.

A taxa temporal do trabalho realizado pela tensão de cisalhamento do vento integrado nas áreas citadas foi estimada segundo Oort et al. (1994) e está representado na equação 2.5.

$$\iint_{sfc} \tau_0 \cdot v ds \quad (2.5)$$

onde:

τ_0 - tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano.

v - velocidade resultante na superfície do oceano

ds - área superficial

Os valores estimados da taxa temporal de trabalho realizado pelo vento são apresentados em unidades de Watts.s⁻¹.

É importante enfatizar que os dados de tensão de cisalhamento utilizados como condição de contorno pelo modelo e para as estimativas do trabalho realizado por este forçante representam na verdade não a tensão mas a pseudotensão de cisalhamento do vento. Essa componente possui sentido contrário a tensão do vento sobre a superfície do oceano, portanto:

$$\text{Pseudotensão} = -\tau_0 \quad (2.5)$$

Esse procedimento é tomado para facilitar as análises, pois dessa forma o vetor pseudotensão de cisalhamento do vento flui, preferencialmente, na mesma direção que a corrente marinha e o vento sobre a superfície do oceano.

As análises dos resultados do primeiro experimento tiveram como objetivo principal confirmar se o mesmo estava sendo capaz de reproduzir o clima oceânico. Para tal, análises de séries temporais das variáveis dinâmicas e termodinâmicas dependentes citadas foram conduzidas a fim de se observar o comportamento sazonal da propriedade. Também foram realizadas análises comparativas com estimativas realizadas em seções e áreas próximas encontradas na literatura científica. Além das análises comparativas descritas também foram estimados os campos médios e suas variâncias em alguns pontos específicos.

Foram realizadas estimativas do campo tridimensional de energia associadas aos transportes de calor e massa ao longo das seções zonais e meridionais citadas anteriormente e esquematizadas na figura 2.1. Também foram estimados os campos de energia cinética associada ao trabalho exercido pelo vento sobre a superfície do oceano e energia térmica associada ao balanço radiativo nas áreas esquematizadas na figura 2.1. Dessa forma, quantificou-se o balanço energético associado aos transportes de calor e massa e fluxos de calor e momentum na superfície do oceano na bacia do Atlântico Sul.

Após os cálculos descritos foram estimados os campos de anomalias das variáveis dinâmicas e termodinâmicas mencionadas. Essas anomalias foram obtidas a partir da diferença entre os dados do experimento de anomalia e de controle já citados (equação 2.6).

$$anomalia = \phi_{perturbado} - \phi_{lima} \quad (2.6)$$

onde: ϕ - propriedade dinâmica ou termodinâmica considerada.

2.2 Experimentos realizados

Nessa seção serão descritos com detalhes os dois experimentos realizados. Alguns detalhes de configuração do modelo para os experimentos propostos também serão fornecidos.

Foi confeccionada uma malha numérica com resolução espacial suficiente para capturar os principais processos oceânicos de escala interanual na região da Bacia do Atlântico Sul. Com esse procedimento procurou-se obter um maior detalhamento da dinâmica oceânica associada aos transportes de calor e massa.

Para atingir o propósito e objetivos do trabalho apresentados na seção 1.2 foram realizados dois experimentos. Os experimentos possuem domínio de integração global. No primeiro experimento, forçou-se o modelo com condições iniciais e de contorno que não apresentassem anomalias associadas à influência do fenômeno ENSO. O segundo experimento foi inicializado com as condições iniciais geradas a partir dos resultados oriundos do primeiro experimento, porém com condições de contorno (especificamente o campo de tensão de cisalhamento do vento) que continham sinais anômalos associados à ocorrência do ENSO em todo o globo. Dessa forma, pretendeu-se estudar os balanços de energia e os transportes de calor e massa na bacia do Atlântico Sul que estariam associados às anomalias, globalmente impostas, do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento.

2.2.1 Condições Iniciais e de Contorno

Para a realização do primeiro experimento foi necessária a realização de uma fase inicial de integração do modelo para que o mesmo pudesse atingir o equilíbrio dinâmico e termodinâmico das equações governantes. Essa fase inicial é conhecida como “spin up” do modelo e torna-se fundamental para que se possa gerar campos de variáveis escalares e vetoriais do modelo que representem a climatologia oceânica. Tal procedimento torna-se fundamental quando o modelo é inicializado a partir de um estado de repouso. Após a

geração de resultados iniciais que representem o clima o modelo pode ser reinicializado com a introdução das anomalias das variáveis de contorno (vetoriais e escalares). Dessa forma, pode-se estudar as possíveis variabilidades da dinâmica e termodinâmica oceânica sobre a influência das mesmas.

Semtner e Chervin (1992) na aplicação de um modelo de alta resolução espacial para estudar a circulação geral dos oceanos integraram o modelo inicialmente durante 32,5 anos para a obtenção do equilíbrio dinâmico. O modelo possuía resolução horizontal uniforme de 0.5° por 0.5° e 20 níveis na vertical. Dentre outros dados, utilizados pelos autores, como condições iniciais e de contorno pode-se citar: dados climatológicos mensais de tensão de cisalhamento do vento do banco de dados Hellerman e Rosenstein (1983) e dados de temperatura e salinidade do banco de dados Levitus (1982). O longo tempo de integração do modelo oceânico para que se possa alcançar o equilíbrio dinâmico e termodinâmico do mesmo é resultante principalmente da baixa velocidade de propagação das ondas que se propagam no interior do oceano e que também são representadas pela física do modelo.

Pode-se encontrar na literatura algumas estimativas temporais para a obtenção do clima em modelos oceânicos. Rosati e Miyakoda (1988) desenvolveram um modelo geral de circulação oceânica que enfatizava o estudo das camadas superiores do oceano e sua interação com a atmosfera. O modelo possuía como condições iniciais dados de temperatura e salinidade oriundos do banco Levitus (1982) e sem a presença de circulação (estrutura espacial de velocidade nula). Dados médios mensais de vento do banco Hellerman e Rosenstein (1983) foram utilizados como condições de contorno. O equilíbrio dinâmico para as camadas superiores do oceano foi atingido após seis anos de integração do modelo quando foi estabelecido um ciclo sazonal equilibrado nessas camadas.

Matano e Philander (1993) estimaram 3 anos de integração como período de “spin up” de um modelo geral de circulação do oceano com domínio de integração regionalizado para a bacia do Atlântico Sul e duas fronteiras abertas onde foram inicialmente especificados os escoamentos médios da ACC (contorno oeste e leste) e da corrente das Agulhas (contorno leste). O modelo utilizou como condição de contorno dados médios mensais de Hellerman e Rosenstein (1983). Foi utilizada, como medida de estimativa do tempo de “spin-up” do modelo, a integral global do valor absoluto da variação de temperatura. Os autores observaram também um rápido ajuste do campo de temperatura no primeiro ano de integração seguido por lenta tendência ao ajuste nos anos seguintes o que

foi atribuído a influência dos processos difusivos. O período de 3 anos de integração é posterior ao ajuste dinâmico porém anterior ao ajuste relativo aos processos difusivos.

Boccaletti (2004) destacou a existência de duas escalas temporais de ajuste para a circulação gerada pelo vento nas camadas superiores do oceano. As escalas temporais de ajuste adiabática e diabática. A escala adiabática está associada ao tempo em que as ondas de Rossby e Kelvin levam para redistribuir o calor nas camadas acima da termoclina. A escala de ajuste diabática é relativa aos processos diabáticos os quais tornam-se importantes após a alteração da estrutura térmica superior dos oceanos pela propagação das ondas citadas. Através de uma série de experimentos idealizados com o modelo MOM 4.0 foi possível a determinação da escala de tempo diabática. O autor sugere que essa escala é proporcional à intensidade da elevação de águas frias para camadas superficiais (*upwelling*) e a intensidade dos fluxos de calor entre oceano e atmosfera.

Para a realização da rodada inicial de “spin up” do modelo foi necessária a especificação de condições iniciais e de contorno que persistiram durante o período necessário para que o modelo conseguisse atingir o equilíbrio dinâmico e termodinâmico.

Para a inicialização dos experimentos foram utilizados campos espaciais de velocidade, densidade (temperatura e salinidade) e elevação da superfície livre. Todos os campos foram obtidos a partir do experimento ODASI (*Ocean Data Assimilation for Seasonal to Interannual prediction*) conduzido pelo GFDL/NOAA (*Geophysical Fluid Dynamics laboratory/ National Ocean Atmosphere Administration*) e disponíveis à comunidade científica. Esse procedimento foi realizado de forma a minimizar o tempo de integração dispensado a fase inicial de “spin up” do modelo, uma vez que o mesmo foi inicializado em condições aproximadas aos equilíbrios dinâmico e termodinâmico comentados. Foram utilizados dados referentes ao mês de Janeiro de 1985. A escolha desse mês é justificada pela não ocorrência de anomalias climáticas, de grande escala como o ENSO, nesse período.

Como condições de contorno para os experimentos propostos foram utilizados dados climatológicos do banco OMIP (*Ocean Model Intercomparison Project*).

2.2.1.1 Banco de dados OMIP

Esse conjunto de dados foi criado com o objetivo de gerar um banco climatológico robusto e confiável para a execução de modelos oceânicos globais. Os dados gerados são

oriundos do projeto de reanálise do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). O projeto de reanálise do ECMWF (ERA-15) produziu quinze anos de dados validados para o período de 1979 a 1993. Esses dados foram gerados a partir de experimentos numéricos realizados com a aplicação da técnica de assimilação de dados. A utilização de resultados oriundos de experimentos numéricos, na construção de banco de dados, pode ser justificada pela evolução da área de previsão numérica do tempo e pela enorme escassez de dados observados em muitas áreas ao redor do planeta (Röske, 2001).

O produto do banco de dados OMIP utilizados como condição de contorno no modelo são as médias do ciclo anual o qual é representado por um ano de dados médios diários. Para a produção desses dados foi realizada uma filtragem dos 15 anos de dados do projeto ERA utilizando um método gaussiano. A partir dessa filtragem os dados foram divididos em duas componentes uma de alta frequência e outra de baixa frequência a qual foi promediada para um ano.

Dentre as variáveis disponíveis podem-se destacar aquelas que serão utilizadas para a execução da fase inicial de integração do modelo: componentes zonal e meridional de pseudotensão de cisalhamento do vento (Figura 2.3), radiação solar de onda curta (figura 2.4) e longa (figura 2.5), fluxo de calor latente (figura 2.6), fluxo de calor sensível, precipitação e dados de “runoff” (descarga fluvial nos oceanos).

Na figura 2.3 observa-se a presença de três importantes feições representativas da circulação atmosférica ao nível do mar na bacia do Atlântico Sul: na região equatorial ocorre a presença dos alíseos de SE e NE, na região subtropical a presença do giro atmosférico anticiclônico subtropical e em maiores latitudes a presença de ventos intensos com sentido leste.

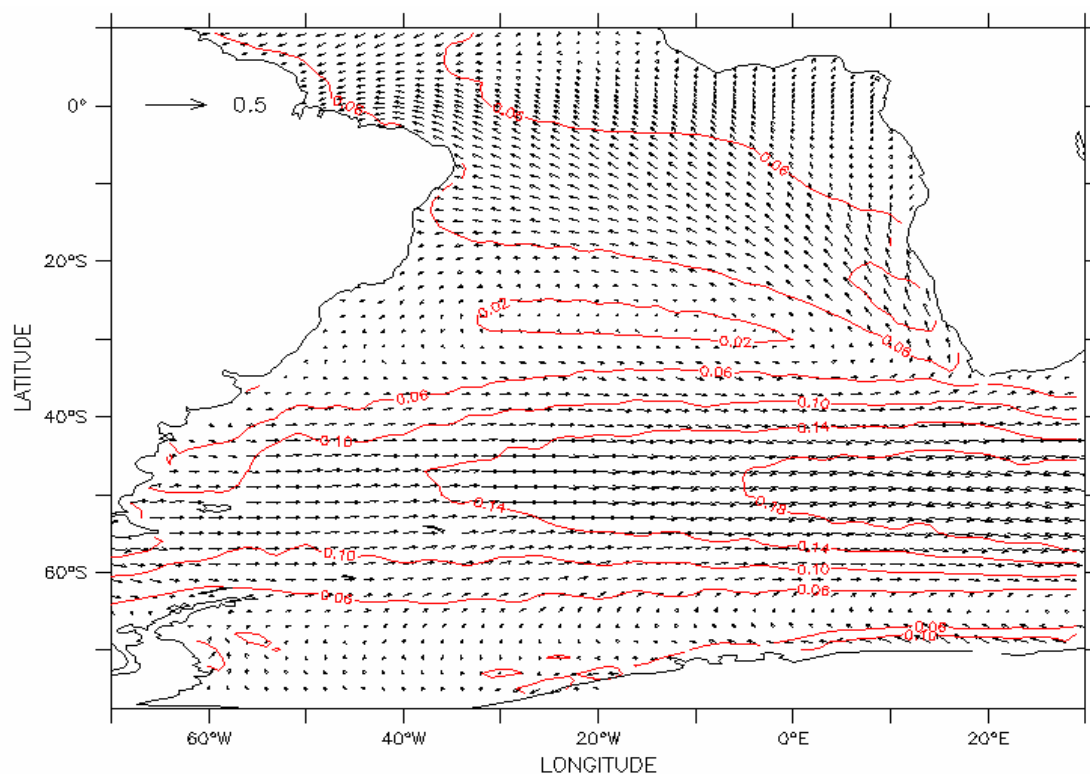


Figura 2.3 Distribuição espacial do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento médio anual do banco de dados OMIP para a região da bacia do Atlântico Sul. As isolinhas indicam os valores de intensidade do vento em unidades de N/m².

Na figura 2.4 pode-se observar que as maiores intensidades radiacionais encontram-se em latitudes tropicais. No Equador observa-se uma queda da intensidade da radiação solar de onda curta incidente associada, provavelmente, a maior ocorrência de nuvens que acabam por absorver significativamente parte da radiação solar de onda curta incidente. Os maiores valores são encontrados nas regiões subtropicais associados a menor cobertura de nuvens nessas regiões. As menores intensidades encontram-se nas regiões de altas latitudes e polares associadas a maior obliquidade da radiação incidente e as coberturas de gelo e neve os quais geram um maior albedo associado.

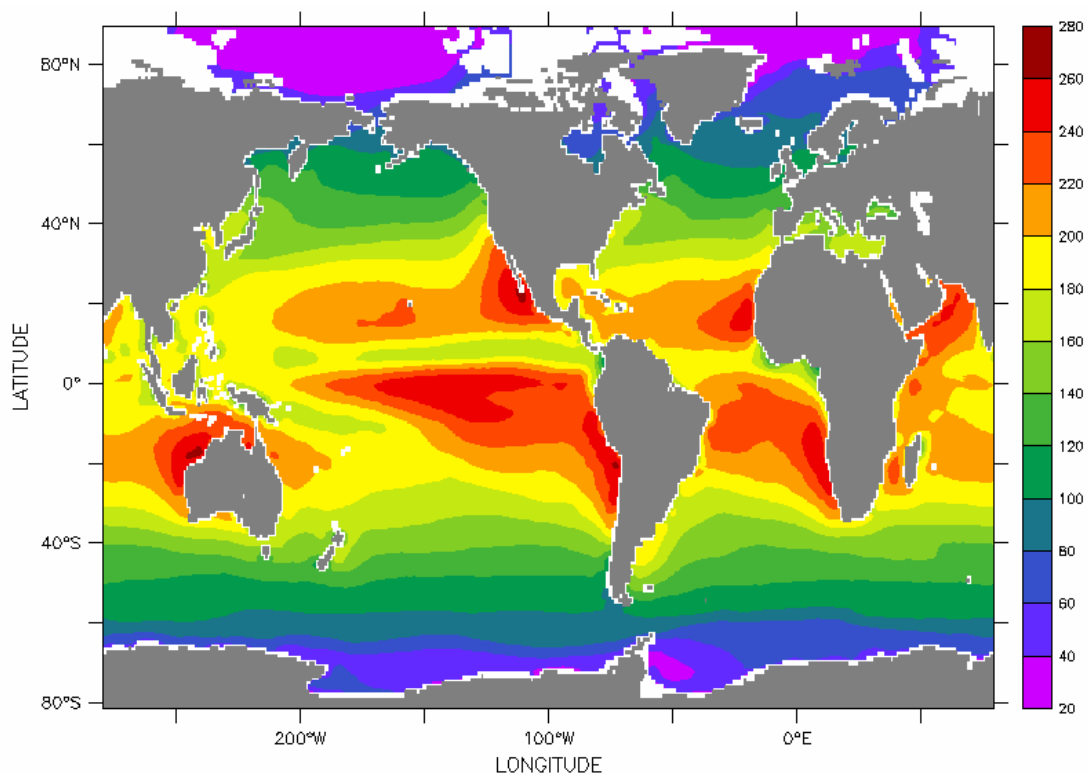


Figura 2.4 Campo médio anual de radiação de onda curta do banco de dados OMIP para a região da bacia do Atlântico Sul. Os dados encontram-se em unidades de W/m^2 . Os valores positivos indicam fluxo de calor para o oceano.

Os valores mais elevados de radiação de onda longa sobre a superfície do oceano estão localizados nas regiões subtropicais e vão gradualmente diminuindo em direção aos pólos (figura 2.5). Esses valores tendem a estar negativamente correlacionados com a cobertura de nuvens e a consequente diminuição da temperatura de emissão (Peixoto & Oort, 1992).

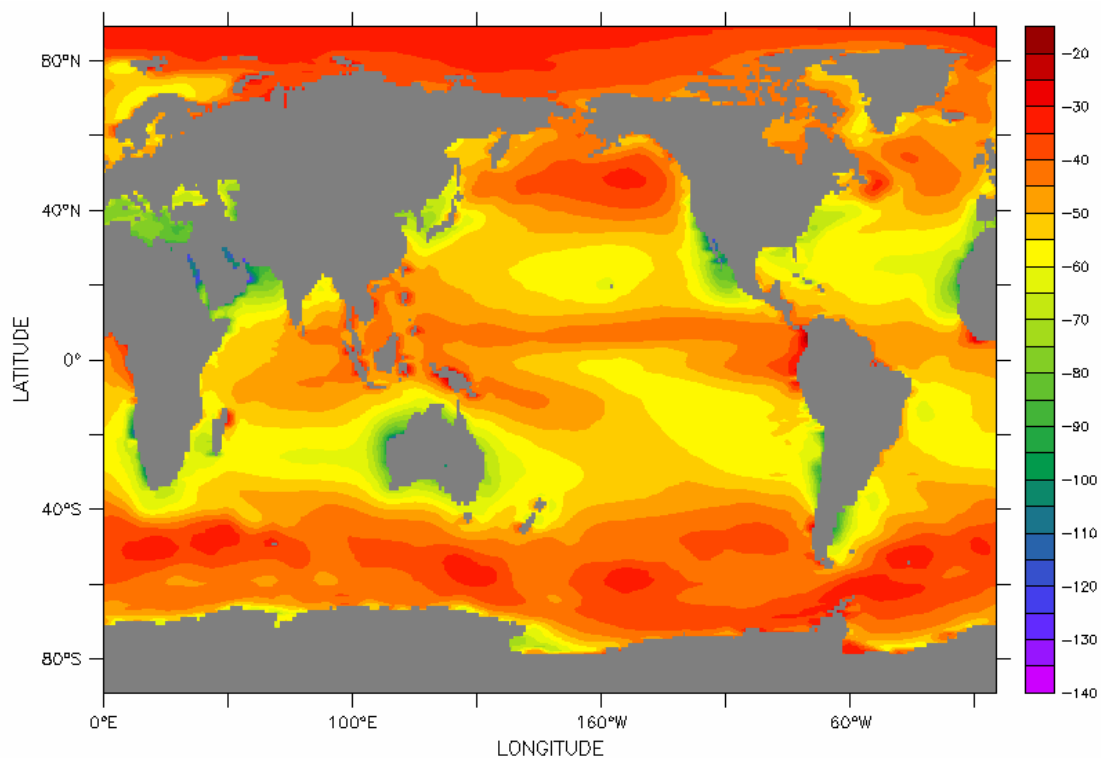


Figura 2..5 Campo médio anual global de radiação de onda longa do banco de dados OMIP. Os dados encontram-se em unidades de W/m2. Os valores negativos indicam fluxo de calor para a atmosfera.

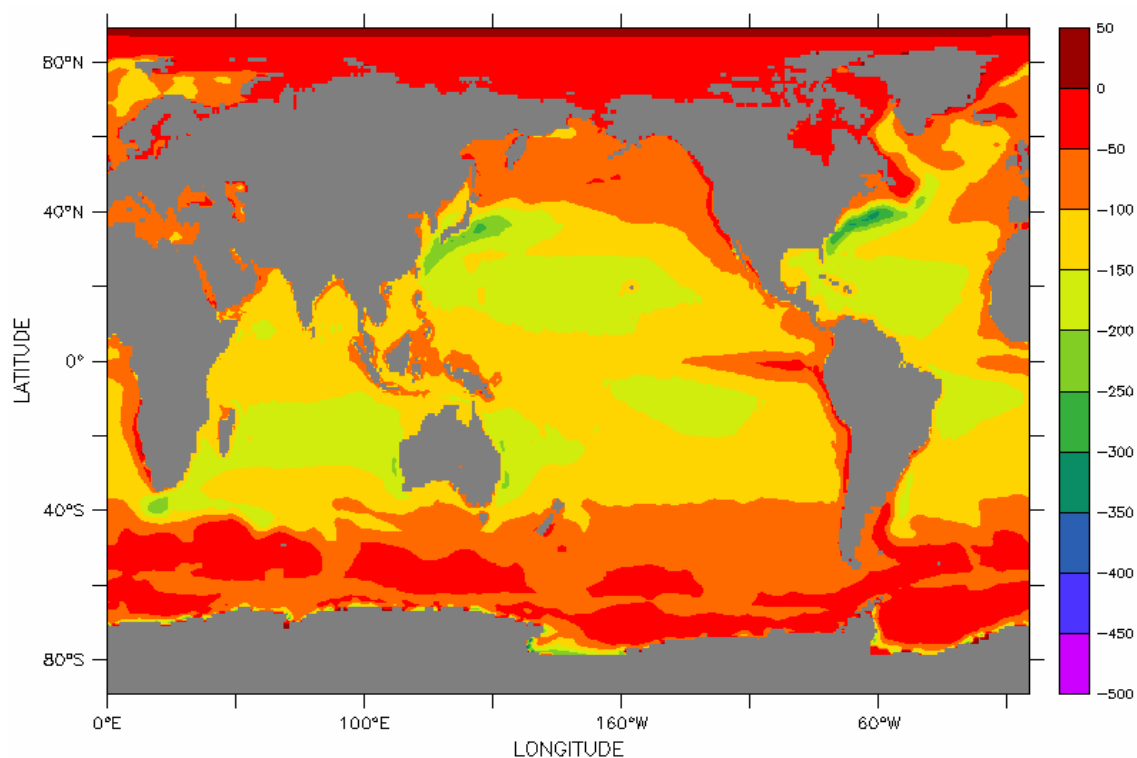


Figura 2.6 Campo médio anual global de fluxo de calor latente do banco de dados OMIP. Os dados encontram-se em unidades de W/m2. Os valores negativos indicam fluxo de calor para a atmosfera.

Na figura 2.7 está representada a distribuição espacial do fluxo calor resultante médio anual na superfície do oceano. Esse fluxo foi obtido a partir do balanço apenas entre os fluxos radiativos citados anteriormente e utilizados como condição de contorno nos experimentos. É importante ressaltar que as componentes advectivas não estão contempladas nessa equação. A equação 2.6 representa, matematicamente, o balanço de fluxo de calor na superfície considerado pelo modelo relacionado apenas as componentes radiativas descritas anteriormente. Pode-se observar que em sua maioria o fluxo de calor na superfície do oceano é positivo no Hemisfério Sul e negativo no Hemisfério Norte. Nas regiões polares, o fluxo de calor médio anual é sempre negativo.

$$Q_{res} = Q_{sw} - Q_{lw} - Q_{lat} - Q_{sens} \quad (2.6)$$

onde:

Q_{res} - fluxo de calor resultante na superfície do oceano

Q_{sw} - fluxo de calor associado à radiação de onda curta

Q_{lw} - fluxo de calor associado à radiação de onda longa

Q_{lat} - fluxo de calor latente

Q_{sens} - fluxo de calor sensível

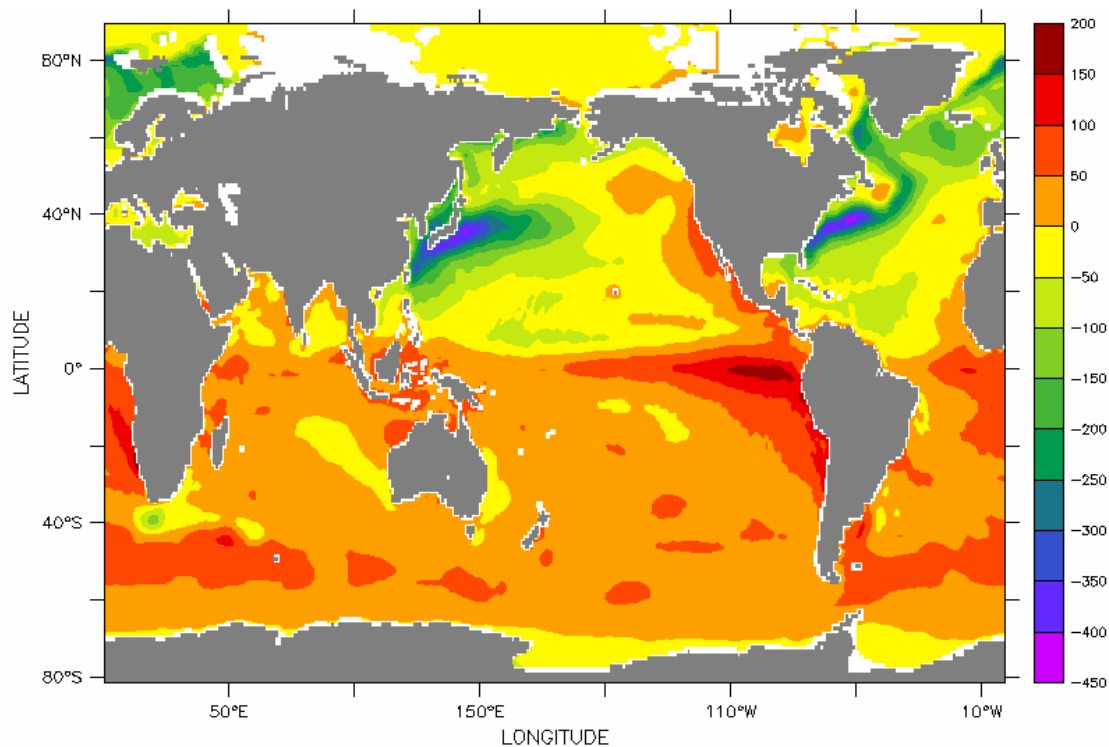


Figura 2.7 Campo médio anual global de fluxo de calor resultante na superfície do oceano em unidades de W/m^2 . Valores negativos indicam perda de calor pelo oceano e positivos ganhos de calor.

2.2.1.2 Os dados do projeto ODASI/GFDL

O conjunto de dados climatológicos, utilizados como condições iniciais, são oriundos de experimentos numéricos realizados pelo GFDL/NOAA como parte das atividades do projeto ODASI. O projeto ODASI constitui uma das atividades do CDEP/NOAA (*Climate Development and Environmental Prediction group*). Esse projeto tem como objetivo a melhoria de métodos de assimilação de dados oceanográficos em modelos oceânicos para dar suporte a previsões climáticas com o uso de modelos acoplados globais oceano-atmosfera. O projeto ODASI é constituído por grupos de pesquisa das seguintes instituições: COLA (*Center for Ocean – Land – Atmosphere Studies*), GFDL, IRI, LDEO (*Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University*), NCEP, GMAO/NASA) (*Global Ocean Assimilation Office / National Aeronautics and Space Administration*).

O experimento conduzido pelo GFDL utilizou o modelo de circulação global dos oceanos MOM 4.0. A resolução zonal da grade utilizada foi de 1° por 1° em todo o globo e a resolução meridional variou de 1° a $1^\circ/3$ nas regiões tropicais. Foi utilizada uma grade tripolar (Murray, 1996, apud Griffies, 2004). A resolução vertical da grade possuía 50

níveis sendo 22 uniformemente espaçados nos primeiros 220 metros de profundidade. A espessura de cada nível aumenta até 366,6 metros, com o fundo oceânico definido na profundidade de 5500 metros. Foram utilizadas as parametrizações “k-profile” (Large et al., 1994) para estimar a mistura vertical e “isoneutral” Gent & McWilliams (1990) para a mistura horizontal dos traçadores. Para mistura horizontal de momentum foi utilizado um esquema de viscosidade horizontal anisotrópico o qual produz valores intensos na direção leste – oeste e fracos valores na direção norte – sul, fora das regiões de correntes de contorno. O sistema de assimilação de dados utilizados foi o 3D-VAR implementado por Derber & Rosati (1989). Apenas perfis verticais de temperatura foram assimilados em uma janela temporal de 30 dias.

Os experimentos utilizaram como condição de contorno os dados NCEP CDAS1 (*Climate Data Assimilation System 1*) os quais são constituídos por campos de forçantes médios diários, com climatologia de tensão de cisalhamento do vento substituída pelas análises climatológicas ATLAS/SSMI (*Special Sensor Microwave Image*) produzida no GSFC (*Goddard Space Flight Center*). Essa climatologia de tensão de cisalhamento do vento é produzida a partir da combinação de dados oriundos de sensores em plataformas orbitais, dados de vento produzidos por modelagem atmosférica, dados observados em bóias oceanográficas e em embarcações. O principal tipo de dado considerado é o campo de vento global a 10 metros da superfície do oceano oriundo de sensoriamento remoto.

Os dados observados utilizados na assimilação são oriundos dos perfis verticais globais de XBT do NODC (*National Oceanographic Data Center*) coletados pelo projeto TAO/TRITON/PIRATA.

O experimento conduzido pelo GFDL/NOAA como parte das atividades do projeto ODASI gerou séries temporais globais de dados médios mensais oceanográficos e meteorológicos (vetoriais e escalares) compreendidas entre Janeiro de 1980 e Dezembro de 2003. No período compreendido entre 1993 e 2001 foi conduzida a assimilação de dados oceanográficos, citada anteriormente, pelo modelo oceânico.

Os dados climatológicos utilizados como condições iniciais do primeiro experimento (clima) realizado são referentes a estruturas espaciais bidimensionais de elevação da superfície livre do mar (Figura 2.9) e tridimensionais de temperatura e salinidade (Figura 2.12) e de componentes meridional (figura 2.10) e zonal de velocidade nos oceanos.

Na figura 2.8(a) é possível observar a distribuição espacial de temperatura potencial para os primeiros 5 metros de profundidade. O campo de temperatura observado representa

a média para o mês de Janeiro de 1985. Observa-se claramente uma típica distribuição global de temperatura junto à superfície com valores altos junto ao Equador e valores mais baixos à medida que nos deslocamos para as altas latitudes. É possível observar também a presença de águas frias na região do Pacífico equatorial leste que podem estar associadas ao final de um período de La Niña que ocorreu nesse período.

Na figura 2.8 (b) está representada a distribuição espacial global em 5 metros de profundidade do campo de velocidade zonal. Nota-se claramente a presença de valores intensos negativos e positivos na região do cinturão equatorial. Tais valores indicam a presença do sistema de circulação equatorial nos dados utilizados. Pode-se observar também e em algumas outras regiões como na passagem de Drake e na região da Corrente do Golfo valores mais intensos dessa componente de velocidade.

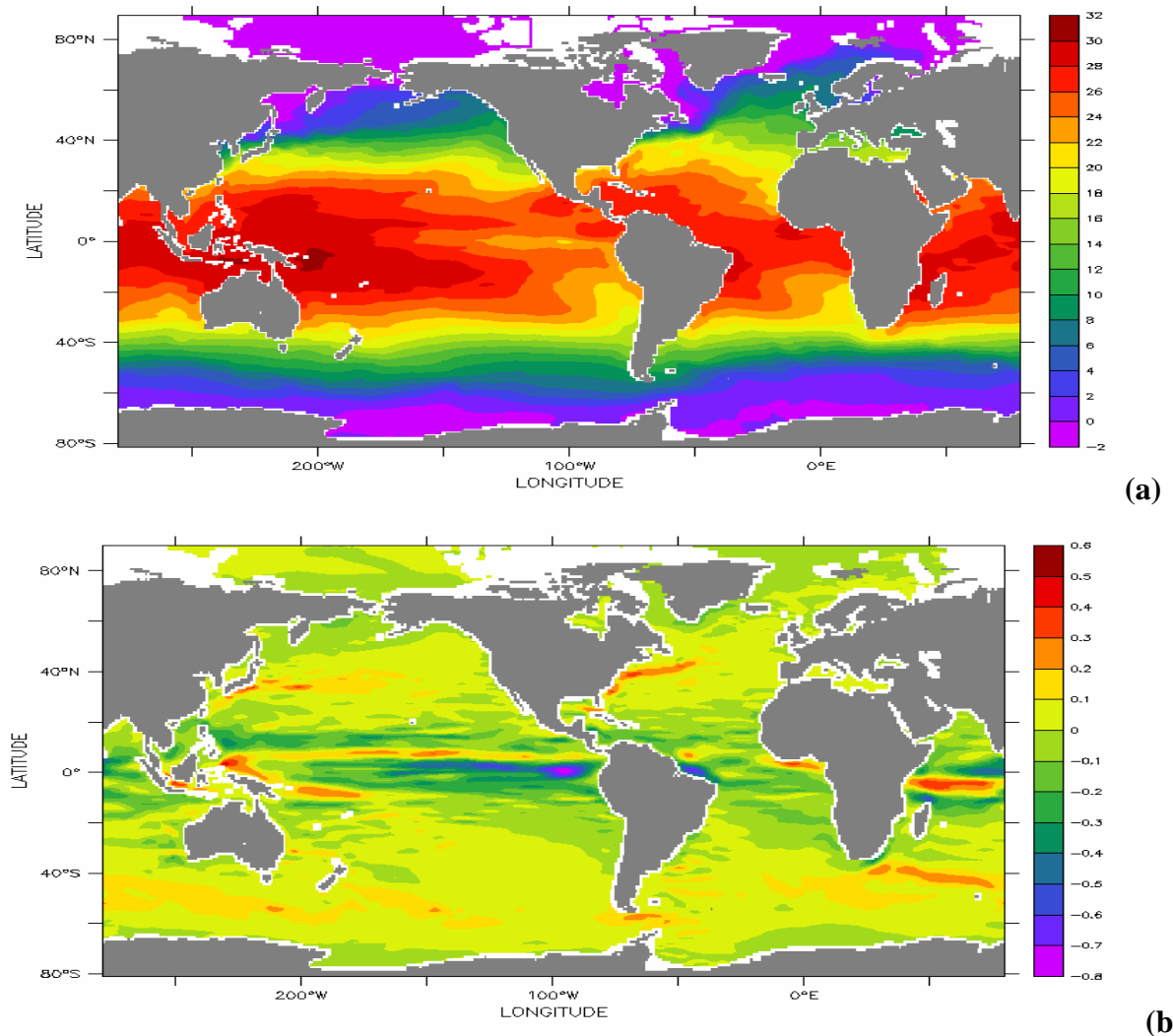


Figura 2.8 Campos médios para o mês de Janeiro de 1985 de temperatura (graus Celsius) (a), componente zonal de velocidade (m/s) (b) para os primeiros 5 metros de profundidade oriundos do projeto ODASI/GFDL.

O campo de elevação da superfície livre do oceano (Figura 2.9) apresenta também uma distribuição espacial típica com valores mais altos (positivos) junto à fronteira oeste dos oceanos com os continentes, nas regiões equatoriais. Esse comportamento está associado à presença da circulação atmosférica dos alíseos em baixos níveis e ao rotacional do vento nessas regiões. Valores positivos de elevação da superfície livre também são observados nas regiões associadas aos giros subtropicais atmosféricos.

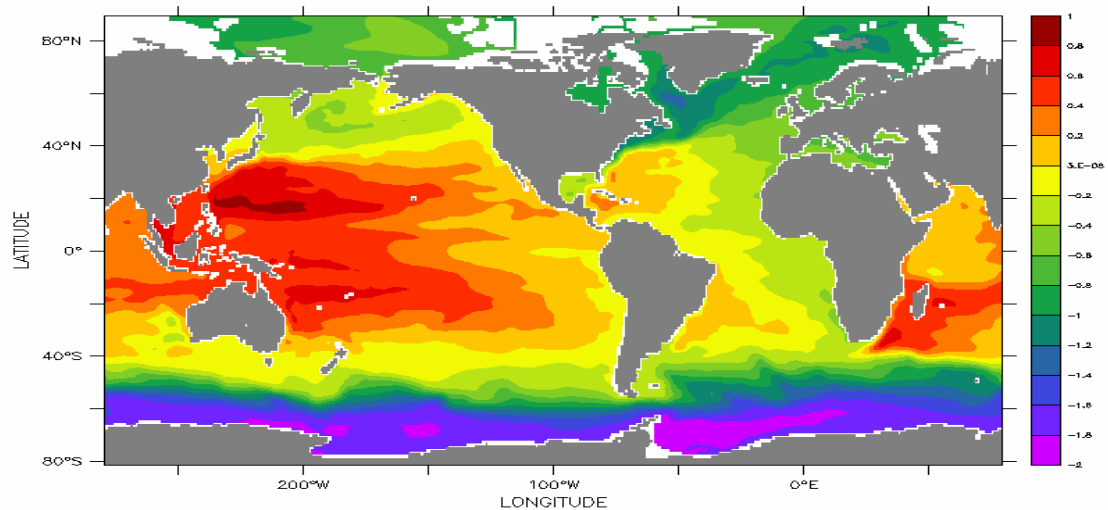


Figura 2.9 Campo médio para o mês de Janeiro de 1985 de elevação da superfície livre do oceano oriundos do projeto ODASI/GFDL (unidades de metros).

As estruturas verticais de temperatura e salinidade, para uma seção zonal no Atlântico Sul em 23° S apresentadas, respectivamente, nas figuras 2.10 e 2.11 também revelam características típicas encontradas em regiões oceânicas com fortes gradientes nas camadas superiores e maior homogeneidade em regiões profundas e de fundo. No campo vertical de temperatura observa-se nas camadas superficiais uma inclinação das isotermas e uma proximidade da termoclina em relação à superfície do oceano. Tal fato parece estar associado as ressurgências costeiras que ocorrem na costa leste do continente africano além da própria presença do giro subtropical oceânico representado, nessa latitude, pelo escoamento da Corrente do Brasil (CB) no lado oeste e pela Corrente de Benguela (CBE) no lado leste da bacia oceânica do Atlântico Sul.

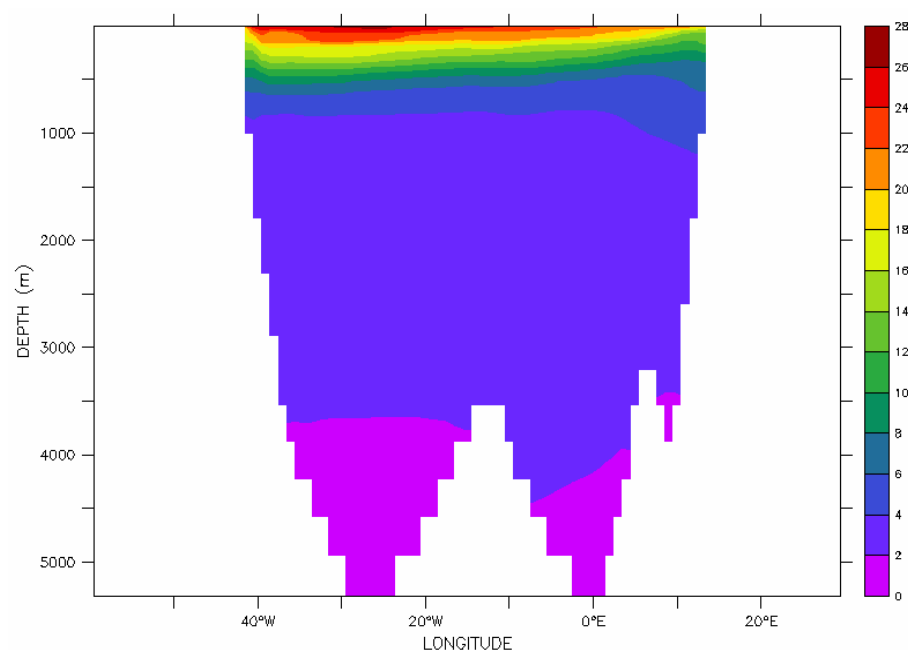


Figura 2.10 Seção vertical zonal de temperatura potencial em 23° Sul retirada do banco de dados ODASI para o mês de Janeiro de 1985.

É possível observar também na figura 2.12b uma região típica de mínimo de salinidade na faixa de profundidade compreendida entre 500 e 1000 metros que parece sugerir a presença da AIA nessa região. Nota-se também a presença de águas mais salinas nas camadas superficiais associadas ao escoamento da CB do lado oeste e águas menos salinas do lado leste da bacia oceânica associadas ao escoamento da CBE.

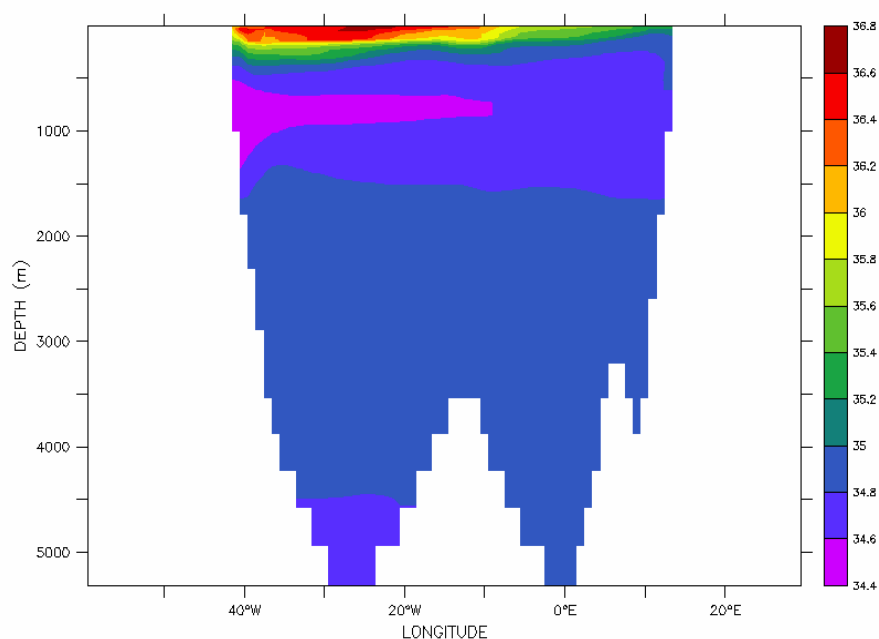


Figura 2.11 Seção vertical zonal de salinidade em 23° Sul retirada do banco de dados ODASI para o mês de Janeiro de 1985.

Na figura 2.12 está representado o diagrama T-S para um ponto localizado em 22.7° S e 39.5° W na bacia do Atlântico Sul. Pode-se observar a presença das principais massas d'água encontradas ao largo da margem continental brasileira. A Água Tropical (AT) ocupa aproximadamente os primeiros 200 metros de profundidade e possui temperaturas e salinidades respectivamente superiores a 20° C e 36. A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é definida por intervalos de temperatura e salinidade respectivamente compreendidos entre 20° C e 5° C e 36.0 e 34.3 ocupa aproximadamente a mesma faixa de profundidade da termoclina (Stramma & England, 1999). A Água Intermediária Antártica (AIA) é definida por possuir valores mínimos de salinidade característicos da região de sua formação e localiza-se logo abaixo da ACAS. A AIA pode ser definida por valores de temperatura de 3° C e de salinidade de aproximadamente 33,8 próximo da região da convergência subtropical (Tomczak & Godfrey, 2003). A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) é formada no hemisfério Norte e pode ser definida por seus altos valores de salinidade (acima de 34,9). A APAN ocupa faixas de profundidade compreendidas entre 1200 e 3900 metros próximo ao equador e 1700 a 3000 metros próximo à região da confluência Brasil/Malvinas (Stramma & England, 1999). A Água Antártica de Fundo (AAF) é formada principalmente no Mar de Ross e de Weddell por convecção profunda e preenche as bacias oceânicas abaixo dos 4000 m de profundidade; no Oceano Pacífico e no Oceano Índico ela se mistura com água Profunda do Atlântico Norte, e a mistura é conhecida como Água Circumpolar (Tomczak & Godfrey, 2003).

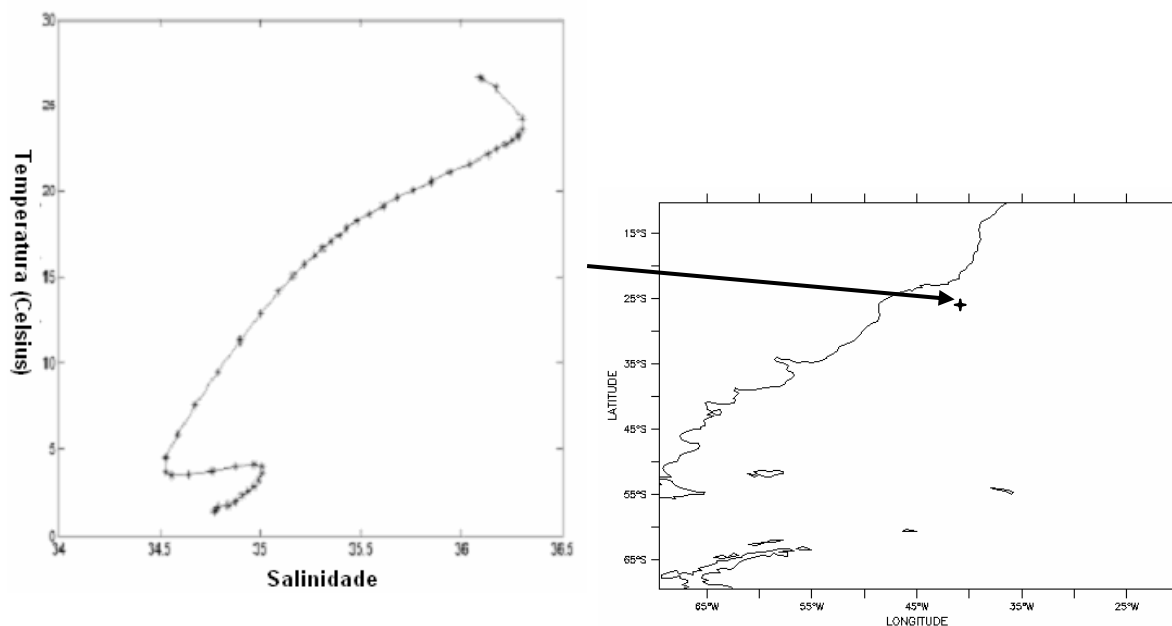


Figura 2.12 Diagrama T-S-z espalhado, até a profundidade de 2048 metros, construído a partir dos dados de temperatura e salinidade médios para o mês de janeiro de 1985 oriundos do projeto ODASI/GFDL (esquerda) para um ponto localizado em 39.5 W e 22.7 S (direita).

Através da distribuição vertical da componente meridional de velocidade apresentada na figura 2.13 é possível observar, junto à costa brasileira, a ocorrência de valores negativos nas camadas superiores indica a presença do escoamento da CB junto à superfície com direção sul. A ocorrência de valores positivos indica a presença do escoamento associado à AIA para norte entre as profundidades aproximadas de 500 e 1000 metros e um escoamento para sul entre as profundidades aproximadas de 1500 a 4000 metros associado ao escoamento da APAN.

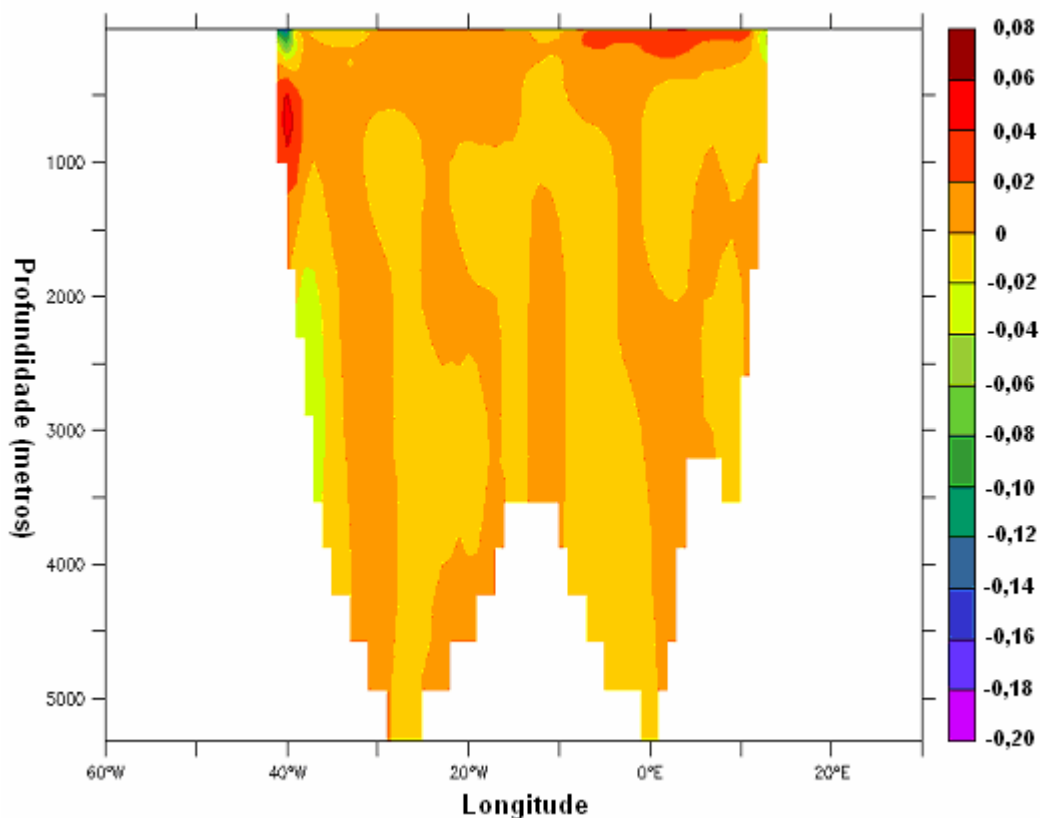


Figura 2.13 Seção zonal vertical da componente meridional de velocidade (m/s) para o paralelo de 23° Sul retirada do banco de dados ODASI para o mês de Janeiro de 1985.

Na figura 2.14 estão representados os campos médios mensais de anomalia de TSM para todos os oceanos no período compreendido entre outubro de 1984 e setembro de 1985 produzidas pelo NCEP. Observa-se efetivamente a presença de águas anormalmente frias na região do Pacífico equatorial leste (valores mínimos de -1.3 °C) para o mês de Janeiro de 1985 as quais parecem estar relacionadas à ocorrência de uma La niña que vai se desintensificando com o passar dos meses de 1985.

Uma das formas de se avaliar a intensidade de um evento ENSO é através do índice de oscilação do sul (IOS). Esse índice é baseado na variabilidade espaço temporal de

algumas variáveis ambientais, sendo as mais utilizadas: a pressão atmosférica e a TSM. Outra forma mais simples de se verificar a ocorrência de ENSO é a partir da análise de anomalias de TSM para a região do pacífico Equatorial. Essas anomalias são representadas pelas diferenças entre valores médios e valores climatológicos para o período que pretende-se investigar. Valores positivos de anomalia de TSM indicam à ocorrência de El niño e valores negativos a ocorrência de La niña. Na figura 2.15 é apresentada uma série temporal de anomalia de TSM para a região do Pacífico Equatorial conhecida como NIÑO 3.4. A série compreende o período de Janeiro de 1982 e Dezembro de 1985. É possível observar valores quase neutros (próximos a zero) para o ano de 1985, indicando apenas a ocorrência de uma fraca La niña.

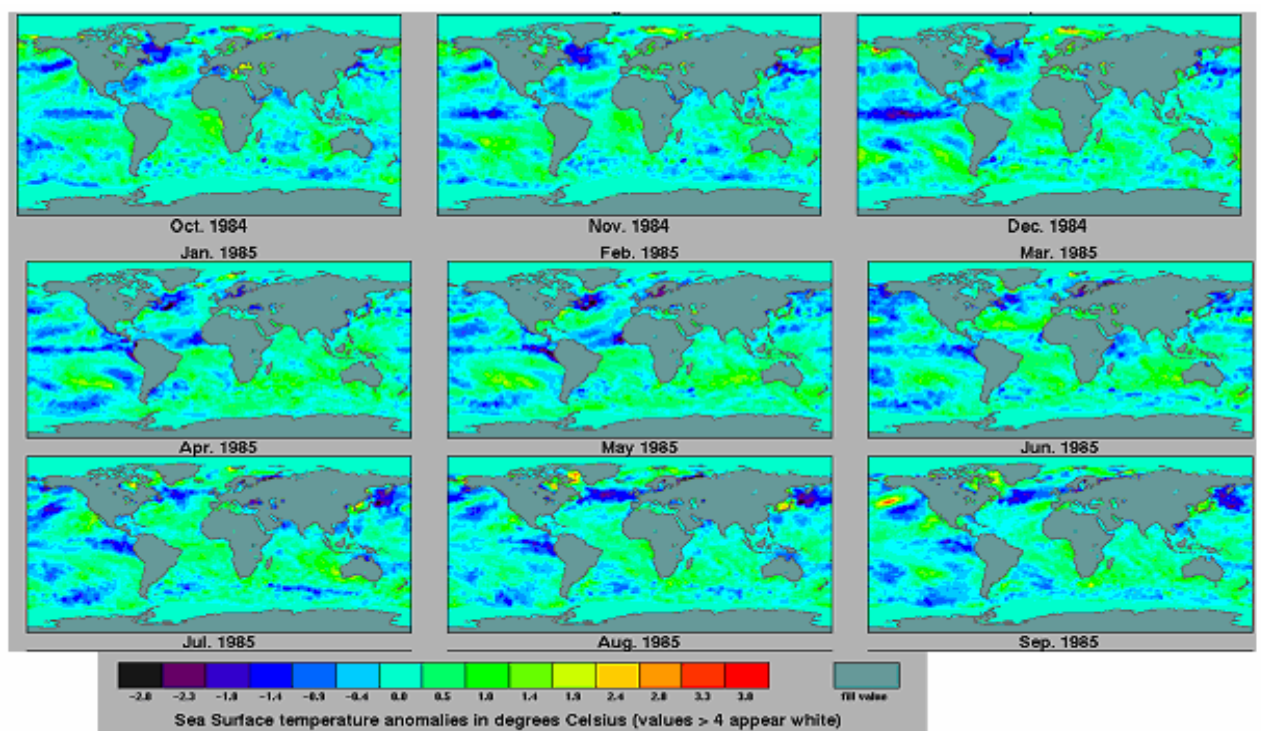


Figura 2.14 Campo médio mensal de anomalia de TSM observada por satélites para o período compreendido entre outubro de 1984 a Setembro de 1985 oriundo do banco de dados do NCEP (Fonte: NCEP).

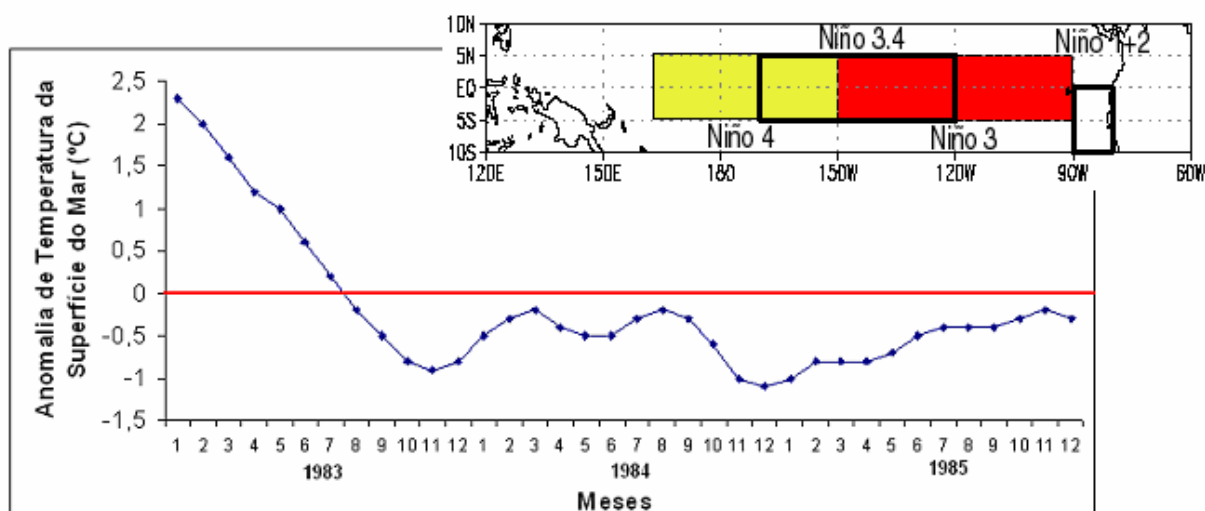


Figura 2.125 Série temporal de anomalia de TSM média mensal para a região conhecida como Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W) para o período compreendido entre os anos de 1982 e 1986. (Fonte:NCEP)

A ausência de intensas anomalias, como o ENSO, justifica a utilização dos campos dinâmicos e termodinâmicos, para o mês de janeiro de 1985, descritos como condições iniciais do experimento que teve como objetivo obter o clima oceânico. Pode-se observar também que os dados estão sendo capazes de representar importantes feições oceanográficas globais.

2.3 Síntese dos Experimentos

Nessa seção serão descritos em maior detalhe os dois experimentos realizados. Também serão fornecidos detalhes de configurações comuns associadas ao domínio de integração.

O primeiro experimento proposto teve como objetivo principal à obtenção de um estado oceânico “climático”. Nesse sentido o experimento conduzido baseia-se na definição de clima proposta por Peixoto e Oort (1992) e apresentada na introdução do trabalho. Dessa forma, a partir das condições iniciais descritas na seção 2.2.1.1 e da utilização das condições de contorno atmosféricas climatológicas descritas na seção 2.2.1.2, forçou-se o modelo até que o mesmo atingisse uma estabilidade termodinâmica e dinâmica representada pelo padrão temporal cíclico das variáveis prognósticas geradas pelo mesmo. O modelo foi, portanto, forçado em sua interface com a atmosfera com as climatologias de pseudotensão de cisalhamento do vento, fluxos de calor sensível e latente, radiação solar líquida (ondas longa e curta) e fluxo de água (precipitação, evaporação e drenagem fluvial). Esse experimento será chamado de clima. É importante ressaltar a grande importância do

experimento de clima, tendo em vista que, as condições iniciais utilizadas no segundo experimento (anomalia) foram geradas nessa etapa. Além disso, é a partir da comparação com o último ano de integração (controle) que serão identificadas as anomalias oceânicas relativas às propriedades dinâmicas e termodinâmicas obtidas após a inclusão dos campos perturbados de pseudotensão de cisalhamento do vento.

O segundo experimento investigou a influência de anomalias no campo de pseudotensão de cisalhamento do vento sobre a superfície de todos os oceanos, típicas para eventos ENSO, na circulação oceânica de superfície e nos transportes de calor e massa na bacia do Atlântico Sul. Dessa forma foram introduzidos nos campos de pseudotensão climatológicos sinais anômalos presentes em todos os oceanos. Esse experimento será chamado de anomalia.

Para a execução do segundo experimento foi utilizada a metodologia aplicada por Torres Jr. (2005) para gerar campos anômalos de TSM e aplicá-los em um modelo de circulação geral da atmosfera. Essa metodologia consiste na aplicação de um pulso de energia ao oceano ou atmosfera através da variação de intensidade do forçante que pretende-se modular. A obtenção desse pulso foi obtida através do produto do campo de anomalia do forçante por uma função peso e sua posterior soma com o campo climatológico anual do forçante a ser perturbado (Figura 2.16). Maiores detalhes da função matemática utilizada para a distribuição espacial das anomalias no campo do forçante a ser perturbado pode ser visto na seção 6.4 dos apêndices.

No presente trabalho aplicou-se essa técnica aos dados das componentes zonal e meridional de pseudotensão de cisalhamento do vento. Para obtenção dos campos de anomalia de pseudotensão do vento foram utilizados os resultados obtidos pela diferença entre os campos dessa variável referentes a dois experimentos computacionais realizados com uso do modelo climático de circulação geral da atmosfera Community Climate Model (CCM 3.0) do National Center of Atmospheric Research (NCAR). O primeiro experimento com o CCM 3.0 objetivou a obtenção do clima atmosférico. O segundo experimento objetivou obter o campo de pseudotensão perturbado. Para tal foram impostas anomalias de TSM, segundo a metodologia de Torres Jr. (2005), obtidas a partir da análise do campo dessa variável para o evento ENSO de 1982-1983. A escolha desse evento é justificada por ser até hoje um dos mais impactantes ENSO já registrados. Os experimentos com o CCM 3.0 foram realizados por Torres Jr. (2005).

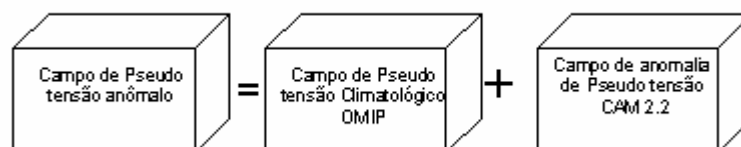


Figura 2.136 Fluxograma de obtenção do campo anômalo de pseudo tensão do vento sobre a superfície do oceano utilizado no experimentos anômalo.

2.3.1 O domínio de Integração

Os dois experimentos conduzidos fizeram uso de uma grade tripolar desenvolvida segundo Murray (1996), detalhada na seção do apêndice 6.3.4. A grade tripolar utilizada é composta por duas distintas regiões: uma região composta por uma grade esférica tradicional (Latitude X Longitude) ao sul de 65° N e uma região com domínio bipolar ao norte do círculo zonal de 65° N apresentando singularidades nas coordenadas sobre o Canadá e a Sibéria evitando significativos problemas na configuração do passo de tempo do modelo. A grade apresenta resolução espacial horizontal meridional de 1° x 1° (figura 2.17) e resolução espacial zonal de 1°/3 x 1°/3 entre 10° S e 10° N relaxando para 1° em direção aos pólos (figura 2.18). A resolução espacial descrita é composta por 360 pontos na direção zonal e 200 pontos na direção meridional.

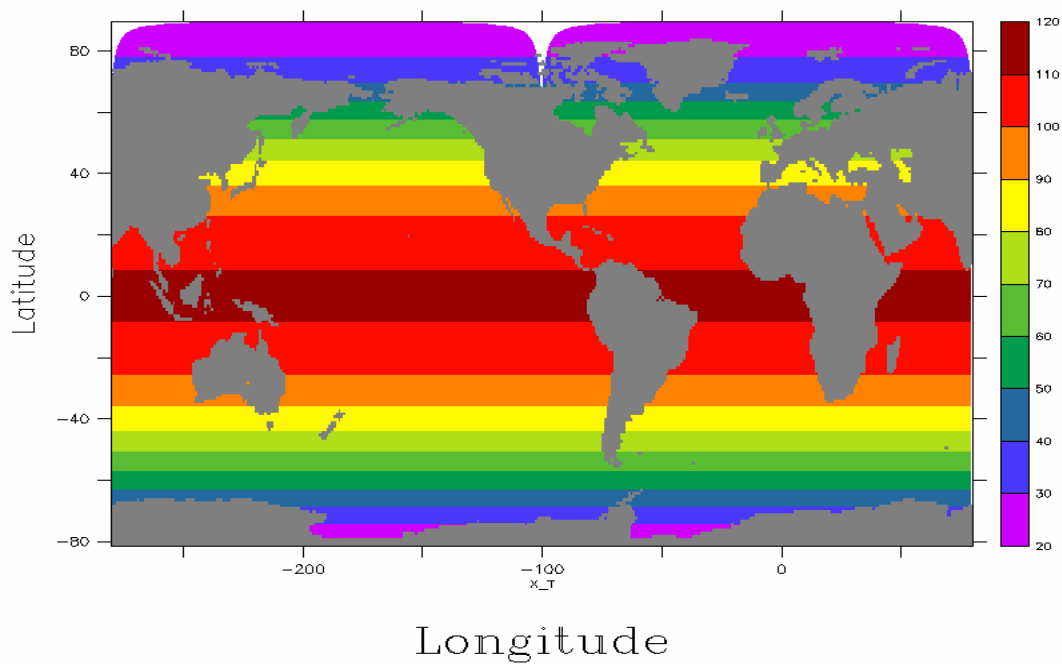


Figura 2.17 Resolução espacial meridional expressa em km utilizada na grade numérica dos experimentos.

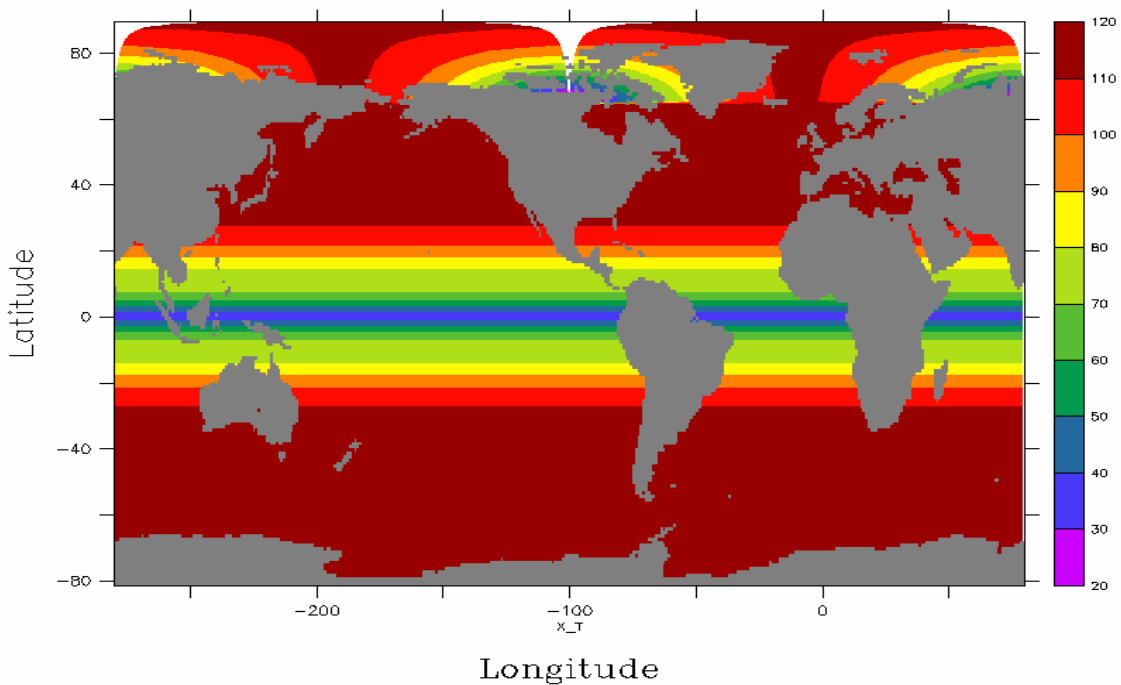


Figura 2.148 Resolução espacial zonal expressa em km utilizada na grade numérica dos experimentos.

A grade é composta por 50 níveis na vertical sendo 22 níveis nos primeiros 220 metros de profundidade. A profundidade máxima considerada pelo modelo é de 5500 metros (figura 2.19). A resolução espacial vertical definida permite uma boa representação da termoclina equatorial assim como de processos que ocorrem na camada limite planetária subtropical (Griffies et al. 2005). Todas as áreas com profundidades menores que 40 metros não serão consideradas nos cálculos do modelo.

A resolução espacial utilizada nos experimentos conduzidos seguiu exatamente a configuração que vem sendo utilizada na componente oceânica (MOM 4.0) do modelo climático do GFDL usado no 4th *IPCC Assesment of Global Climate Change*.

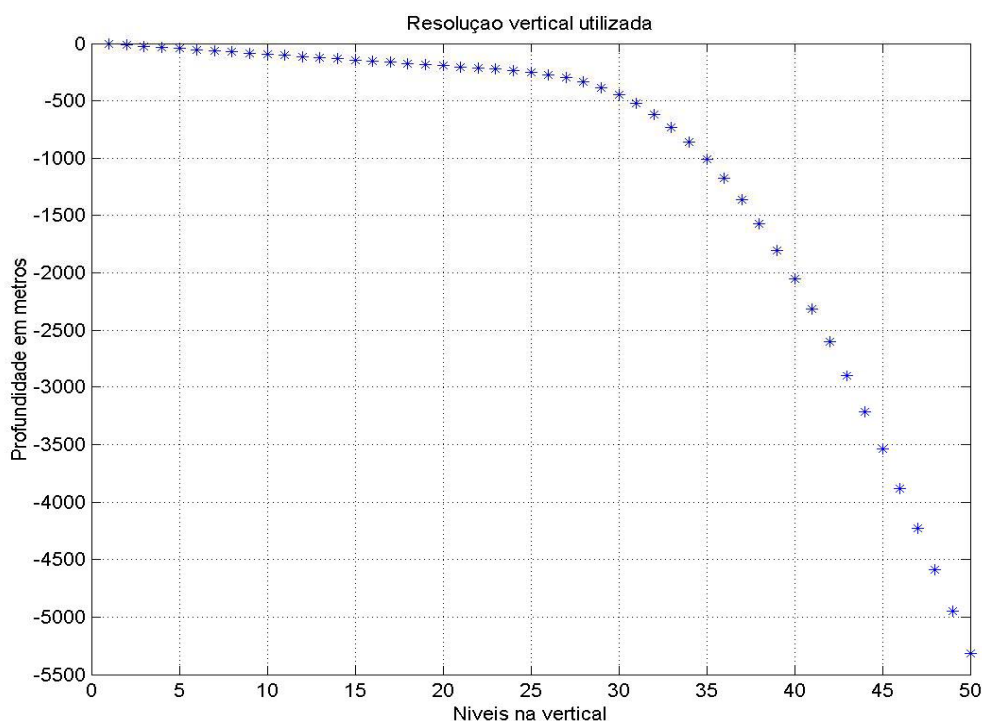


Figura 2.159 Representação da resolução espacial vertical utilizada nos experimentos conduzidos.

Os dados batimétricos utilizados para a confecção da grade são oriundos do Southampton Oceanography Center (figura 2.20). Essa batimetria é o resultado da composição de vários produtos. Entre 72° S e 72° N a versão 6.2 do produto levantado através de sensoriamento remoto de Smith & Sandwell (1997) foi mapeado de uma projeção mercator original para uma grade georeferenciada (Latitude X Longitude) com 2 minutos de resolução espacial. Ao norte de 72° N, uma versão da International Bathymetric

Chart of the Oceans (Jakobssen et al., 2000 apud Griffies et al. 2005) foi usada, enquanto ao sul de 72° S o produto batimétrico ETOPO 5 foi o escolhido.

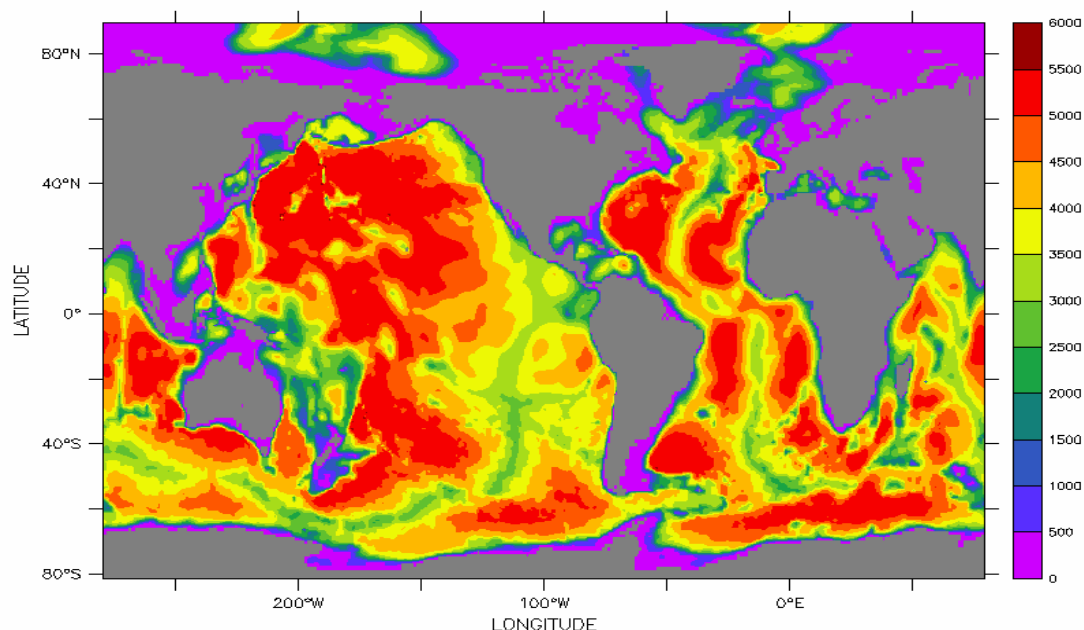


Figura 2.20 Topografia do fundo oceânico interpolada para a resolução espacial da grade numérica dos experimentos conduzidos.

A seguir serão apresentadas nas tabelas 2.3 e 2.4 detalhes referentes às condições de contorno, condições iniciais e objetivos para cada um dos experimentos propostos.

Tabela 2.3 Configurações de Condições de contorno, condições iniciais e objetivos do experimento 1.

Experimento 1 – O Clima

Domínio de Integração	Global
Climatologia usada (condição de contorno) e frequência temporal	OMIP (2001) <ul style="list-style-type: none"> - Pseudo tensão de cisalhamento do vento / média diária - radiação líquida de onda curta / média diária - radiação líquida de onda longa / média diária - fluxo de calor latente / média mensal - fluxo de calor sensível / média mensal - precipitação líquida e congelada / média diária - drenagem fluvial para os oceanos (runoff) / média diária

	WOA (1998) - Temperatura da superfície do mar /média mensal - Salinidade da superfície do mar / média mensal
Inicialização	Dados de elevação da superfície livre do oceano, densidade (temperatura e salinidade) e velocidade do experimento ODASI/GFDL para o mês de Janeiro de 1985.
Tempo de integração	7 anos
Objetivo	Obter climatologia oceânica relacionada aos balanços de energia associada aos transportes de calor e momentum no Oceano Atlântico Sul.

Tabela 2.4 Configurações de Condições de contorno, condições iniciais e objetivos do experimento 2.

Experimento 2 – A anomalia

Domínio de Integração	Global
Climatologia usada (condição de contorno)	OMIP (2001) e WOA. - Pseudo tensão de cisalhamento do vento + anomalia de Tensão de cisalhamento do vento sob influência do ENSO em todos os oceanos (CAM 2.02). /diária - radiação líquida de onda curta / média diária - radiação líquida de onda longa / média diária - fluxo de calor latente / média mensal - fluxo de calor sensível / média mensal - precipitação líquida e congelada / média diária - drenagem fluvial para os oceanos (runoff) / média diária WOA (1998) - Temperatura da superfície do mar /média mensal - Salinidade da superfície do mar / média mensal
Inicialização	Dados de elevação da superfície livre do oceano, densidade (temperatura e salinidade) e velocidade obtidos no arquivo de reinicialização do experimento 1.
Tempo de integração	3 anos
Objetivo	Obter climatologia oceânica relacionada aos balanços de energia associada aos transportes de calor e momentum no Oceano Atlântico Sul na presença de uma anomalia no campo de tensão de cisalhamento do vento do tipo ENSO em todos os oceanos.

3. Resultados

Nesse capítulo são apresentados alguns resultados e análises relativas aos balanços de energia cinética, transportes de calor e volume, nas áreas e seções descritas anteriormente para os experimentos realizados: Clima e Anomalia. Inicialmente é realizada uma breve discussão a respeito do clima oceânico obtido pelo modelo a partir da utilização cíclica (no tempo) das condições de contorno e iniciais descritas anteriormente. Para a obtenção do clima oceânico o modelo foi integrado por sete anos.

Após a descrição do clima obtido, os resultados do experimento anomalia são apresentados e analisados comparativamente aos resultados obtidos, para o ultimo ano de integração, no primeiro experimento.

3.1 O Clima

O experimento clima atingiu satisfatoriamente seus objetivos apresentando um ciclo sazonal bem definido já a partir do segundo ano de integração. Tal fato pode ser observado nas análises das séries temporais de algumas variáveis prognósticas dinâmicas e termodinâmicas geradas pelo modelo. Mesmo assim optou-se por integrar o modelo por sete anos de integração para minimizar o efeito de quaisquer possíveis tendências. Na figura 3.1 está representada a série temporal de energia cinética integrada em todo o domínio de integração.

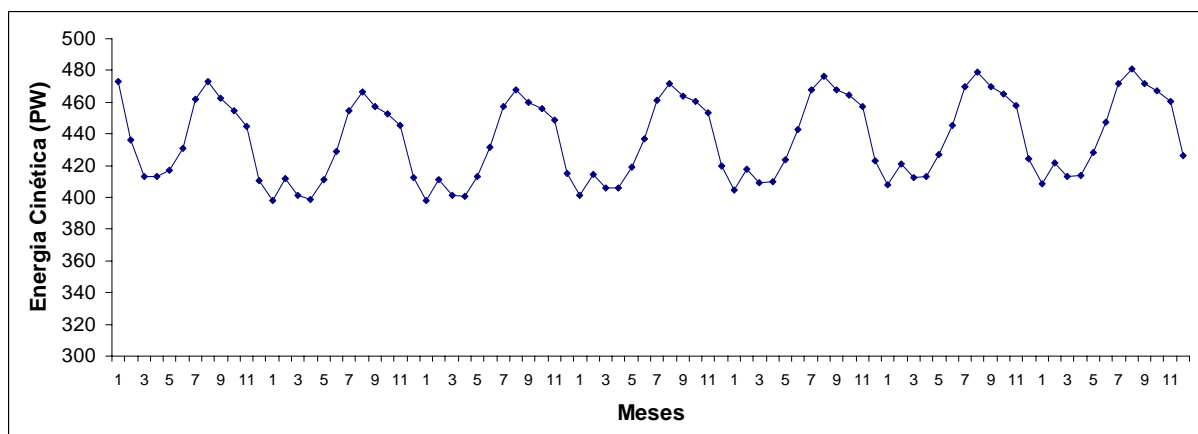


Figura 3.1 Série temporal de energia cinética integrada em todo o domínio de integração para todo o período de integração do modelo.

A figura 3.2 contém a série temporal de energia cinética integrada em todo o volume oceânico no Hemisfério Sul. Através da análise dessa série é possível observar um claro

aumento da energia cinética durante os meses de inverno austral e uma diminuição dessa energia durante os meses de verão austral. Pode-se observar nos meses de inverno boreal um pequeno aumento da energia cinética que pode estar associado a intensificação dos ventos no Hemisfério Norte durante esse período. Pode-se estimar também a representatividade percentual global de energia cinética, no Hemisfério Sul, que oscila entre 66% durante os meses mais intensos e 58% durante os meses menos intensos energeticamente. Os maiores valores de energia cinética são observados sempre nas áreas localizadas no Hemisfério Sul. Tal fato está associado aos maiores volumes das áreas monitoradas e a maior energia associada a tensão de cisalhamento do vento zonal nesse hemisfério. A análise dessa série revela, novamente, a clara tendência do modelo já no segundo ano de integração a um claro ciclo sazonal que se repete nos demais anos.

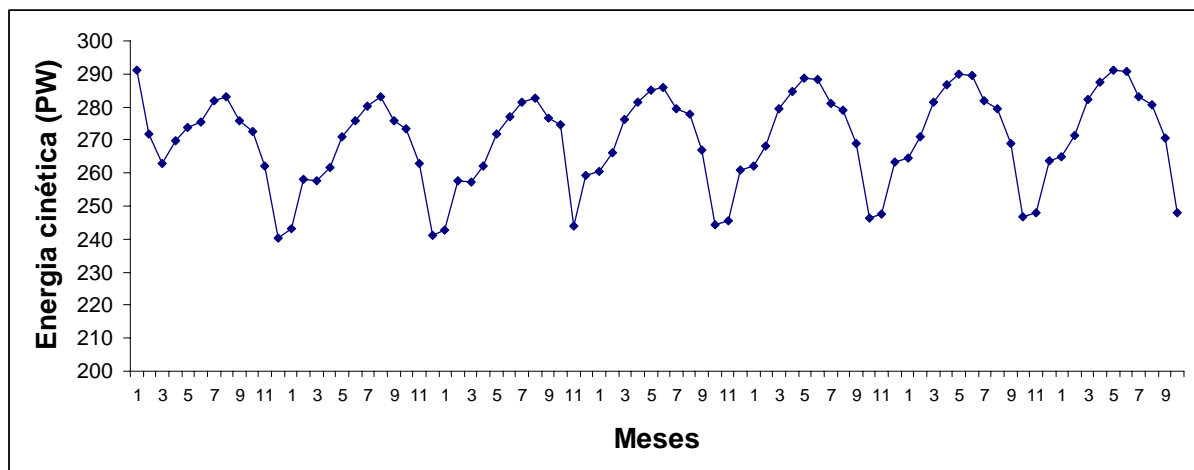


Figura 3.2 Série temporal de Energia Cinética integrada em todo o volume oceânico para o Hemisfério Sul.

O claro ciclo anual de energia cinética integrada por todo o domínio de integração do modelo sugere uma relação direta com a variação sazonal de alguns dos forçantes de contorno como o campo de radiação de onda curta, líquido incidente, e a tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano.

Na figura 3.3 pode-se observar máximos de radiação incidente nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro. A energia radiacional solar constitui-se na principal fonte de energia para as circulações atmosférica e oceânica. Essa energia radiacional é influenciada por parâmetros astronômicos como: obliquidade, excentricidade e longitude do periélio durante a órbita terrestre ao redor do Sol (Peixoto & Oort, 1992). Nos meses de verão austral o planeta se encontra mais próximo do Sol e consequentemente recebe esse

tipo de energia em maiores intensidades. A distância média entre a Terra e o Sol é de $1,471 \times 10^{11}$ metros (= 1,017 unidades astronômicas). A distância máxima entre a Terra e o Sol é de $1,521 \times 10^{11}$ metros (= 1,017 unidades astronômicas) em Julho e a mínima é de $1,471 \times 10^{11}$ metros (0,983 unidades astronômicas) em Janeiro. Desprezando-se qualquer tipo de variação anual do albedo global pode-se obter a radiação de onda curta incidente na superfície do oceano em função da distância entre a Terra e o Sol. Dessa forma pode-se estimar a diferença de energia térmica, entre os meses de Janeiro e Julho, associada a radiação solar de onda curta líquida incidente no planeta. Estimando-se o valor médio anual global de $166,4 \text{ W/m}^2$ obteve-se o valor médio de $11,23 \text{ W/m}^2$ para a diferença entre os meses de Janeiro e Julho respectivamente. Esse valor de diferença totaliza 6,74% da radiação líquida média incidente na superfície do o oceano utilizado como condição de contorno pelos experimentos. Peixoto & Oort (1992) estimaram que essa diferença seria de aproximadamente 7% da energia radiacional líquida disponível para os sistemas atmosférico e oceânico.

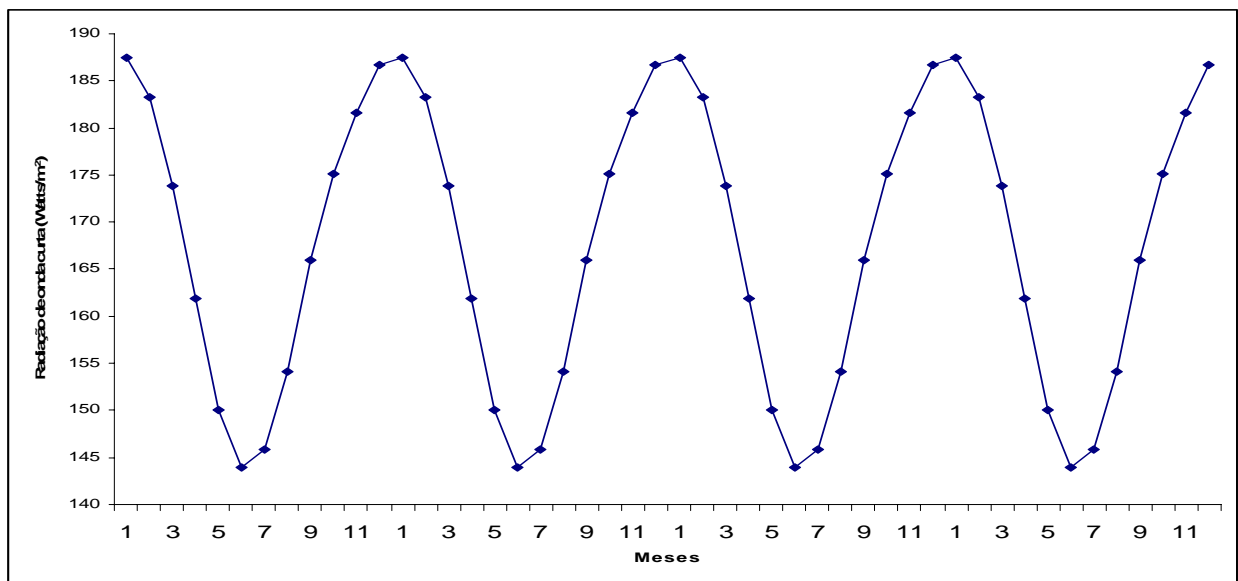


Figura 3.3 Série temporal do campo médio global de radiação de onda curta líquido incidente sobre a superfície do oceano integrado no globo em unidades de W/m^2 .

Observando a figura 3.4, onde está apresentado o fluxo de calor resultante na superfície do oceano integrado globalmente e obtido a partir da imposição das condições de contorno radiacionais descritas na seção 2.2.1, constata-se que o ciclo anual global é dominado pelo ciclo anual que ocorre no Hemisfério Sul, ou seja, perdas de calor mais intensas nos meses do inverno austral e ganhos de calor mais intensos durante os meses de

verão austral. Tal fato parece estar associado a menor proporção terra/mar encontrada no hemisfério sul (1:4) quando comparada ao hemisfério norte (1:1.5) o que confere aos oceanos do hemisfério sul fundamental papel no armazenamento e na redistribuição de calor no planeta. Ao analisarmos os fluxos de calor resultantes na superfície do oceano médio mensal e integrado para cada uma das áreas monitoradas observa-se que a região oceânica do Pacífico Sul é responsável pela maior parte do calor armazenado pelos oceanos do Hemisfério Sul. A área definida como Pacífico Norte apresenta perda de calor um pouco mais significativa que a área definida como Atlântico Norte. Tais características podem ser observadas na tabela 3.1 onde são apresentados os valores médios anuais integrados em cada uma das áreas monitoradas descritas no capítulo dois.

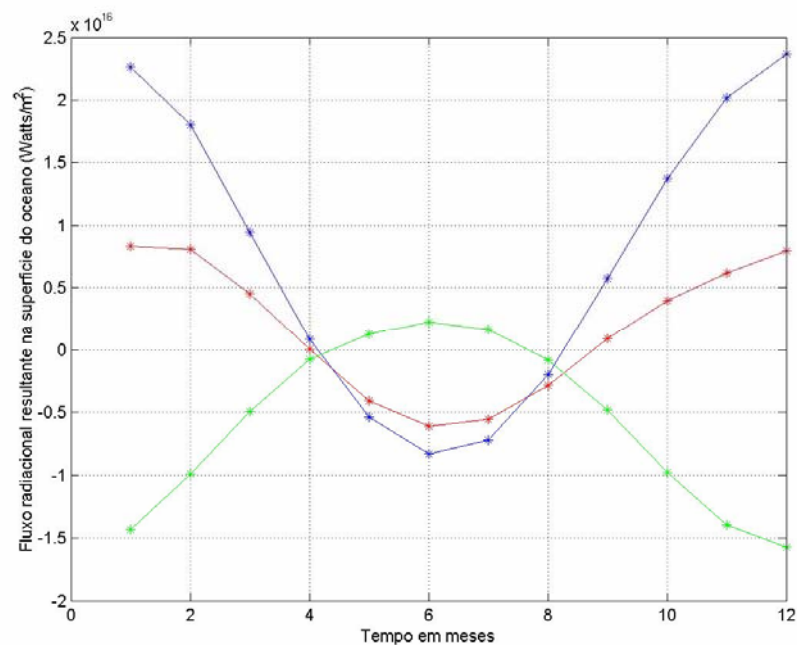


Figura 3.4 Ciclo anual do fluxo de calor resultante na superfície do oceano global (vermelho), para o Hemisfério Sul (azul) e para o Hemisfério Norte (verde).

Tabela 3.1 Fluxo de calor resultante (PW) médio anual na superfície do oceano integrado em cada uma das áreas monitoradas. Valores positivos indicam ganho de calor pelo oceano.

Área	Fluxo de calor resultante (PW)
Atlântico Sul	0,93
Atlântico Equatorial	1,12
Atlântico Norte	-1,90
Pacífico Sul	3,93
Pacífico Norte	-2.32
Índico	1,76

A figura 3.5 contém a série temporal da taxa de trabalho realizado pelo vento sobre a superfície do oceano integrado globalmente. É possível observar um processo de intensificação durante os meses de Julho a Setembro demonstrando um comportamento semelhante ao ciclo anual de energia cinética integrada globalmente (figura 3.1). Tal comportamento parece estar relacionado à maior energética atmosférica associada à intensificação de sistemas frontais no hemisfério sul durante esse período e por ser esse forçante um dos principais geradores de energia cinética nos oceanos.

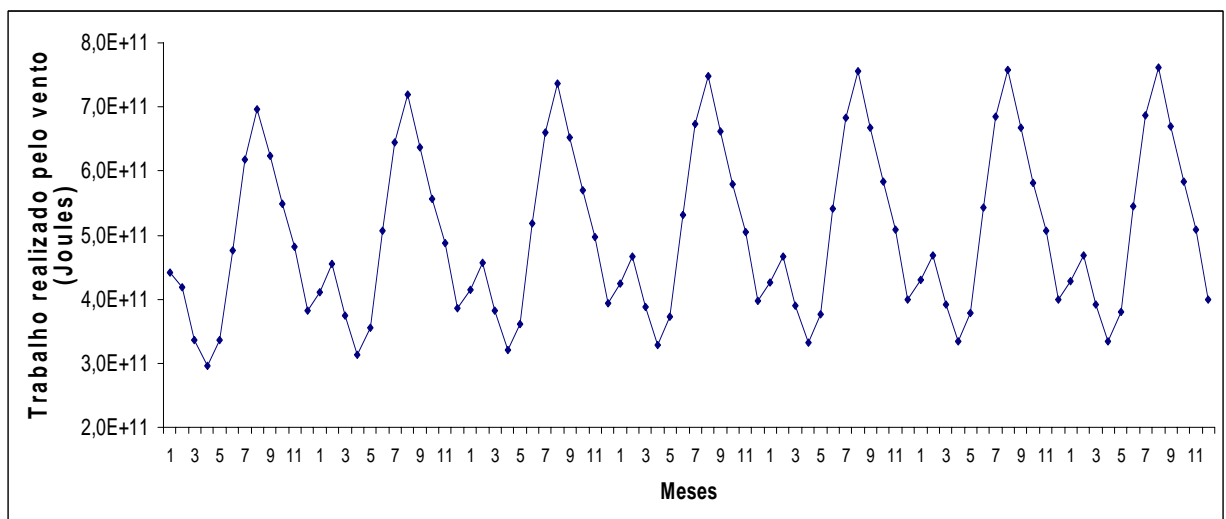


Figura 3.5 Série temporal da taxa de trabalho resultante exercido pela tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano integrado globalmente.

Através da análise da figura 3.6 pode-se observar que o trabalho realizado pela tensão de cisalhamento do vento (Taxa temporal de trabalho) no Hemisfério Sul responde por aproximadamente 90% do trabalho realizado pelo vento em todo o globo durante os meses de inverno austral. Tal fato está diretamente associado a maior área dos oceanos no Hemisfério Sul e ressalta novamente a enorme importância dos oceanos desse hemisfério no balanço energético da circulação geral dos oceanos (Wunsch, 1998).

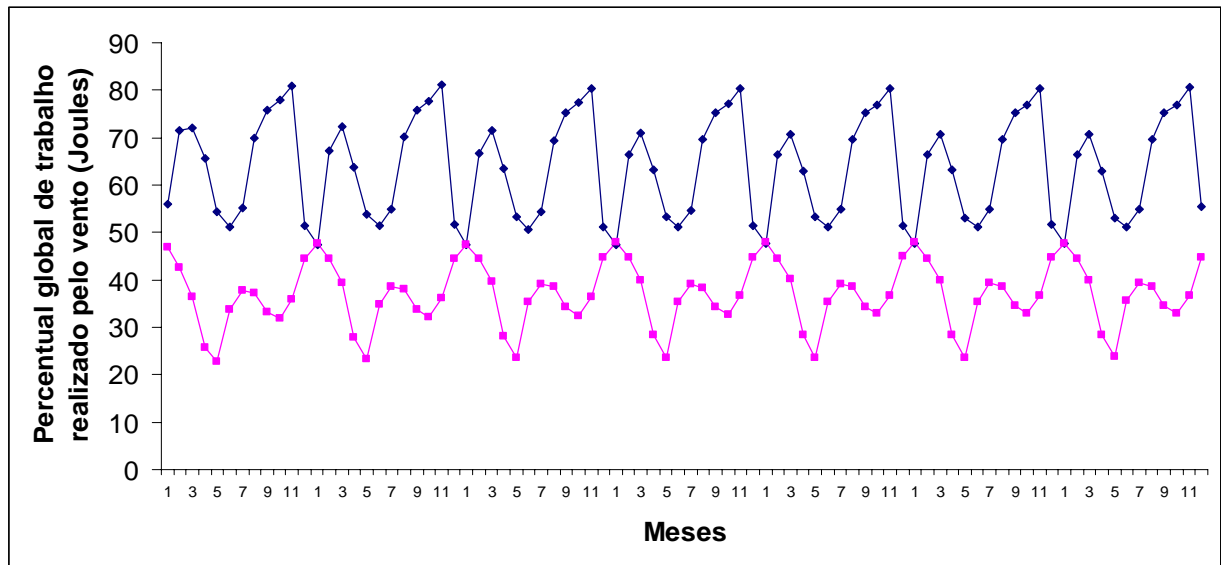


Figura 3.6 Percentual de energia associada ao trabalho realizado pela tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano ao longo do ciclo sazonal no Hemisfério Sul (azul) e no Hemisfério Norte (rosa).

Na figura 3.6 estão representadas as séries temporais referentes ao percentual de trabalho realizado pelo vento nos dois Hemisférios. Na tabela 3.2 são apresentados os valores desse trabalho médio integrado em cada uma das áreas monitoradas.

Tabela 3.2 Trabalho médio realizado pelo vento sobre a superfície do oceano integrado em cada uma das áreas a serem monitoradas. Valores médios para o tempo de integração do modelo.

Área	Trabalho realizado pelo vento (Watts.s ⁻¹)
Atlântico Sul	2,50e+11
Atlântico Equatorial	1,47e+11
Atlântico Norte	2,08e+11
Pacífico Sul	8,13e+11
Pacífico Norte	4,67e+11
Índico	7,80e+11

As análises das séries temporais de energia cinética global e das regiões monitoradas revelam ainda um pequeno aumento de energia cinética com o tempo de integração. Tal fato parece estar associado às condições de contorno como os campos de pseudotensão de cisalhamento do vento e de radiação impostos na superfície livre do oceano nesse experimento. Como mencionado na seção 2.2.1.2, o experimento clima é inicializado com estruturas espaciais termohalinas e de velocidade oriundas de um experimento de assimilação de dados de temperatura que utilizou diferentes campos climatológicos, dos

utilizados nesse experimento, como condições de contorno. Nas figuras 3.7 e 3.8 estão representados, respectivamente, as distribuições zonais das componentes meridional e zonal de pseudotensão de cisalhamento do vento médio anual para os dados utilizados no experimento controle (OMIP) e o campo da mesma variável para os dados utilizados como condição de contorno no projeto ODASI (NASA). É possível observar que a distribuição espacial dos dados do projeto ODASI apresenta-se com menor intensidade que os dados do projeto OMIP em quase sua totalidade espacial e para as duas componentes de direção. Tal diferença se faz mais intensa nos dados referentes a componente zonal na região ao sul de 40° Sul (Figura 4.13). Em seu estudo sobre o trabalho realizado pelo vento sobre a superfície do oceano Wunsch (1998) destacou que aproximadamente 70% desse trabalho ocorre em regiões ao sul de 40° S. O autor destaca ainda que esse trabalho é dominado pelos altos valores da componente zonal do vento nos oceanos do Hemisfério Sul e nas regiões do Hemisfério Norte dominado pelos escoamentos das correntes Kuroshio e do Golfo.

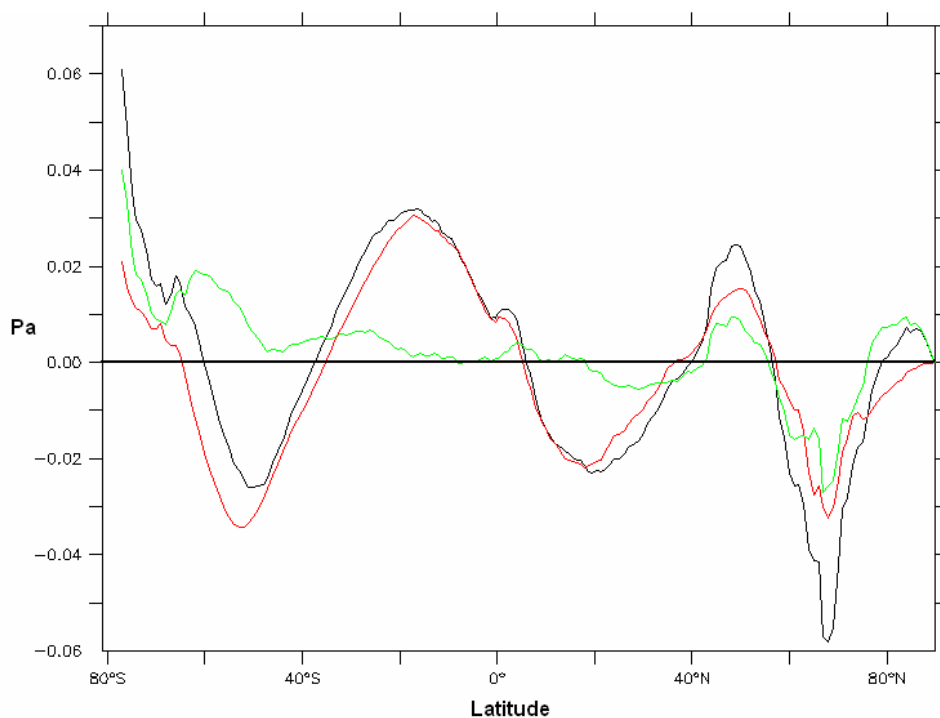


Figura 3.7 – Campo de tensão de cisalhamento meridional médio anual para os dados do projeto OMIP (preto) e para os dados de tensão de cisalhamento do vento utilizados no projeto ODASI (vermelho). A linha verde representa a diferença OMIP-ODASI. Os dados do projeto ODASI plotados representam a média temporal para o período compreendido entre janeiro de 1984 e dezembro de 2003.

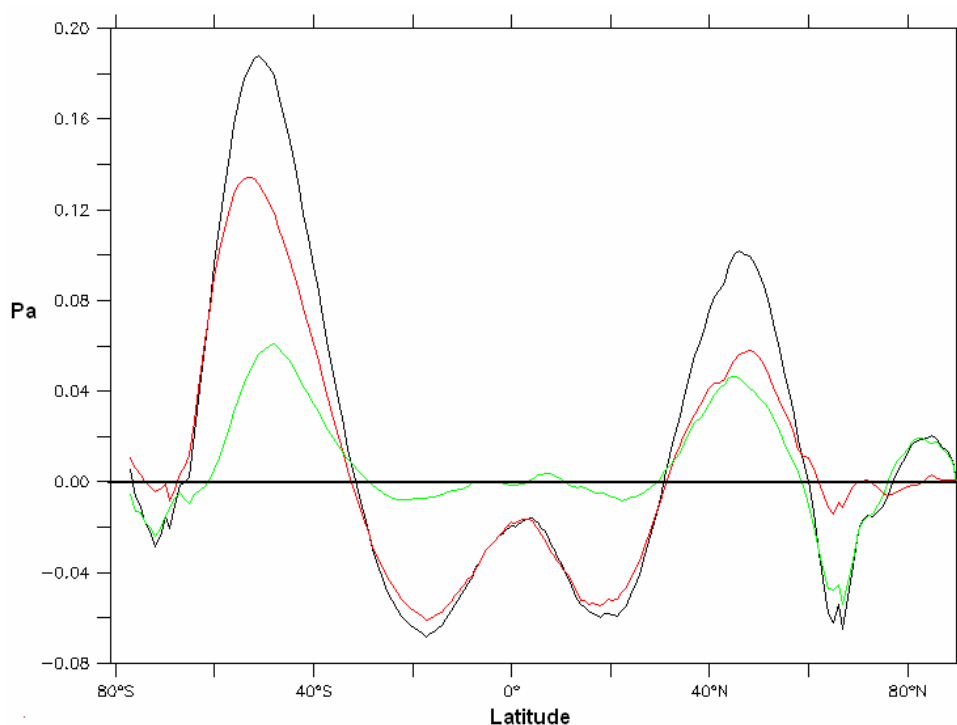


Figura 3.8 – Campo de tensão de cisalhamento zonal médio anual para os dados do projeto OMIP (vermelho) e para os dados de tensão de cisalhamento do vento utilizados no projeto ODASI (preto). A linha verde representa a diferença OMIP-ODASI. Os dados do projeto ODASI plotados representam a média temporal para o período compreendido entre janeiro de 1984 e dezembro de 2003.

A Tabela 3.3 apresenta os valores das componentes zonal e meridional promediados no tempo e integrados no espaço para os dois bancos de dados analisados. Novamente é possível observar a maior intensidade dos dados provenientes do projeto OMIP relativos a componente zonal de pseudotensão de cisalhamento do vento.

Tabela 3.3 Valores de tensão de cisalhamento do vento (unidades de Pa) sobre a superfície do oceano integrados globalmente e promediados no tempo.

	<i>Componente zonal</i>	<i>Componente Meridional</i>	<i>Resultante</i>
OMIP	<i>1.8921e+12</i>	<i>7.1075e+10</i>	<i>1.8934e+12</i>
ODASI	<i>1.269e+12</i>	<i>9.122e+10</i>	<i>1.2723e+12</i>

Estimando-se a tendência de aumento da energia cinética integrada no volume oceânico global, para os últimos seis anos de integração, é possível estimar também a taxa diária de acréscimo de energia de $1,82 \cdot 10^{11}$ Watts/dia. Tal taxa possui a mesma ordem de grandeza da diferença energética entre os dados utilizados no experimento e os dados de vento utilizados no projeto ODASI que é de $6,22 \cdot 10^{11}$ Watts/dia. É importante comentar

que o primeiro ano de integração é retirado dos cálculos de tendência uma vez que o modelo encontra-se em sua fase inicial de ajuste dos campos dinâmicos e termodinâmicos à imposição das condições de contorno.

A figura 3.9 apresenta o campo vetorial da diferença estimada entre os dados do projeto OMIP e os dados do projeto ODASI para o globo. Pode-se observar que as maiores diferenças estão localizadas no cinturão global entre 30° S e 60° S e nos oceanos Pacífico e Atlântico Norte entre as mesmas latitudes. Os valores apresentam-se sempre positivos indicando a maior intensidade dos dados do projeto OMIP utilizados como condição de contorno do experimento controle.

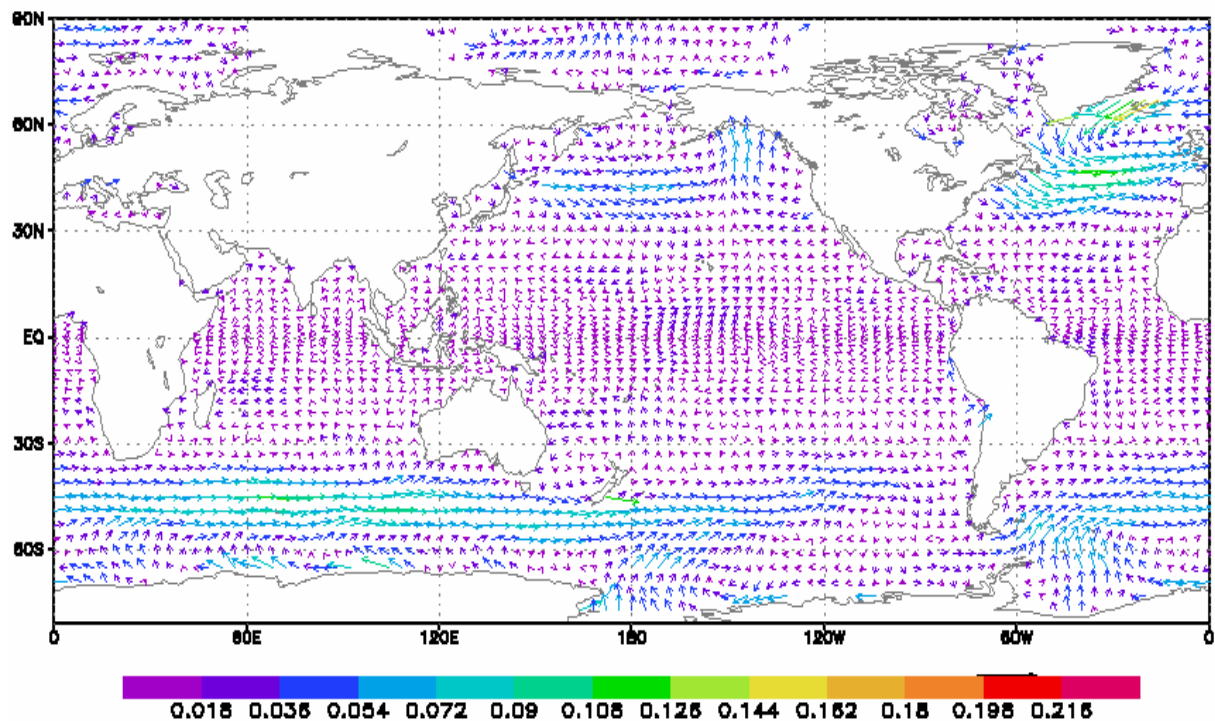


Figura 3.9 Distribuição espacial global do vetor diferença entre os campos médios anuais de pseudotensão de cisalhamento do vento dos bancos de dados OMIP e ODASI em unidades de N/m^2 .

Ao analisarmos outros campos prognósticos de variáveis dependentes dinâmicas e termodinâmicas do modelo, como os transportes de volume e calor, será possível observar sempre uma pequena variação dos mesmos com o tempo de integração. No entanto essa variação é sempre desprezível com relação às variâncias obtidas para os mesmos e parece estar relacionada à imposição de condições de contorno diferenciadas às impostas para a geração das condições iniciais utilizadas pelo modelo.

Tabela 3.4 Taxas de crescimento diário de energia cinética integrada em todo o volume de cada uma das áreas monitoradas.

Área	Taxa diária de crescimento de energia cinética (PW)
Atlântico Sul	$1,36e-5$
Atlântico Equatorial	$4,56e-6$
Atlântico Norte	$9,13e-6$
Pacífico Sul	$4,1e-5$
Pacífico Norte	$9,13e-5$
Índico	$4,0e-5$

Nas figuras 3.10 pode-se observar as séries temporais de energia cinética integrada por todo o globo em diferentes faixas de profundidade até 200 metros. As séries demonstram que os maiores valores de energia encontram-se nos níveis superficiais (até aproximadamente 100 metros) e nessas camadas as maiores intensidades ocorrem entre os meses de Julho a setembro.

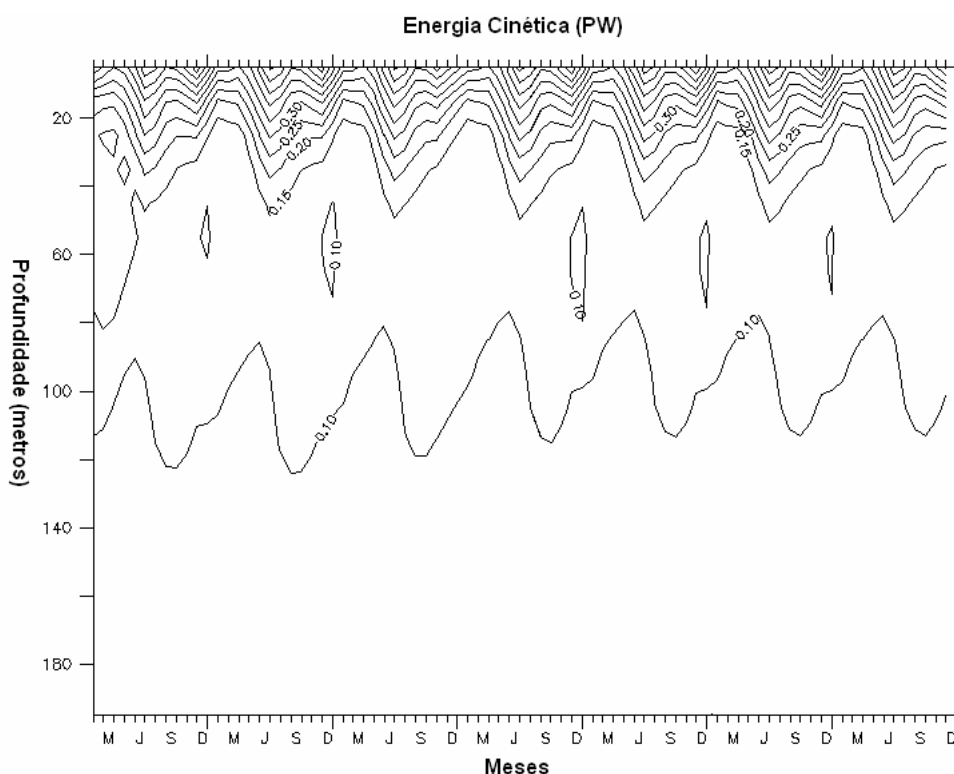


Figura 3.10 Série temporal de energia cinética integrada em todo o volume da bacia do Atlântico Sul para os níveis verticais do modelo compreendidos entre 0 e 200 metros.

Tal resultado evidencia que o ciclo anual de energia cinética nos oceanos é dominado pelo ciclo anual de energia (trabalho) associada à tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano (Oort et al., 1994). Esse trabalho evidentemente se faz mais intenso nas camadas superficiais assegurando a presença de escoamentos com maiores velocidades e consequentemente valores mais intensos de energia cinética associada.

Na figura 3.11 pode-se observar, para os níveis compreendidos entre 1000 e 3000 metros, um comportamento sazonal semelhante ao de superfície, mas obviamente com valores muito menos intensos.

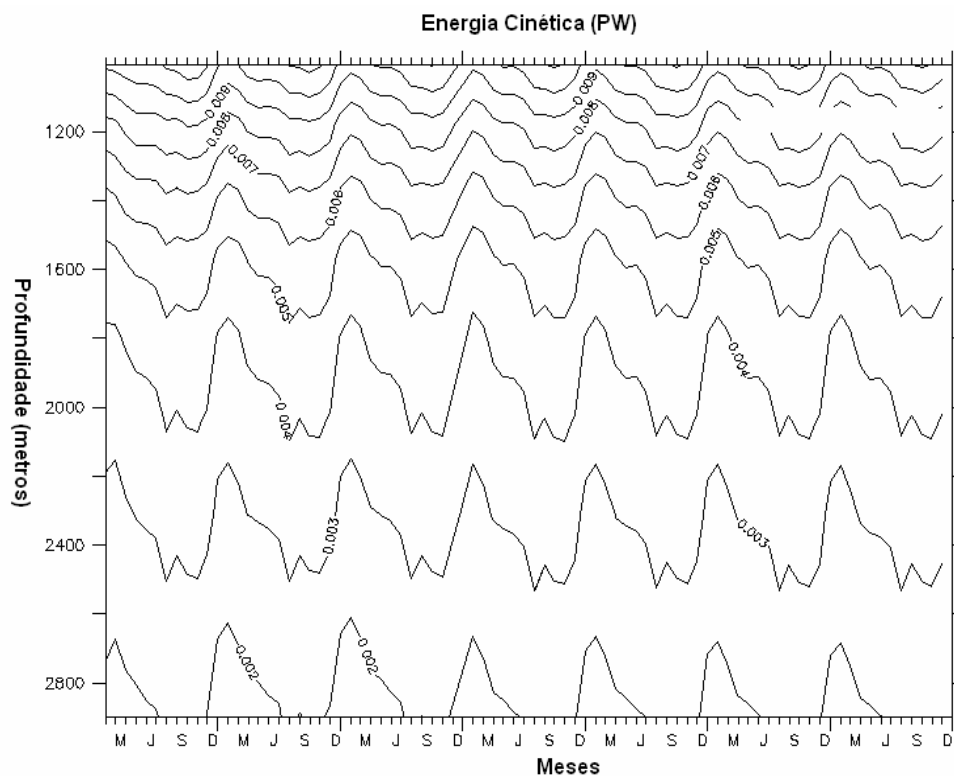


Figura 3.11 Série temporal de energia cinética integrada em todo o volume da bacia do Atlântico Sul para os níveis verticais do modelo compreendidos entre 1000 e 3000 metros.

Já nos primeiros meses de simulação é possível observar claramente algumas importantes feições oceanográficas dinâmicas e termodinâmicas presentes na bacia do Atlântico Sul. Na figura 3.12 é possível observar a circulação superficial média, para o mês de Janeiro do primeiro ano de simulação, associada ao giro oceânico subtropical, onde estão representados os transportes de volume associados à Corrente do Brasil, do Atlântico Sul, de Benguela e Sul equatorial. A distribuição espacial dessa circulação apresenta um padrão semelhante ao apresentado na figura 6.1 localizada na seção 6.1 do apêndice. Além dos escoamentos superficiais citados pode-se verificar também a presença dos transportes relativos à Corrente das Malvinas (CM) e à CCA à Corrente Norte do Brasil (CNB).

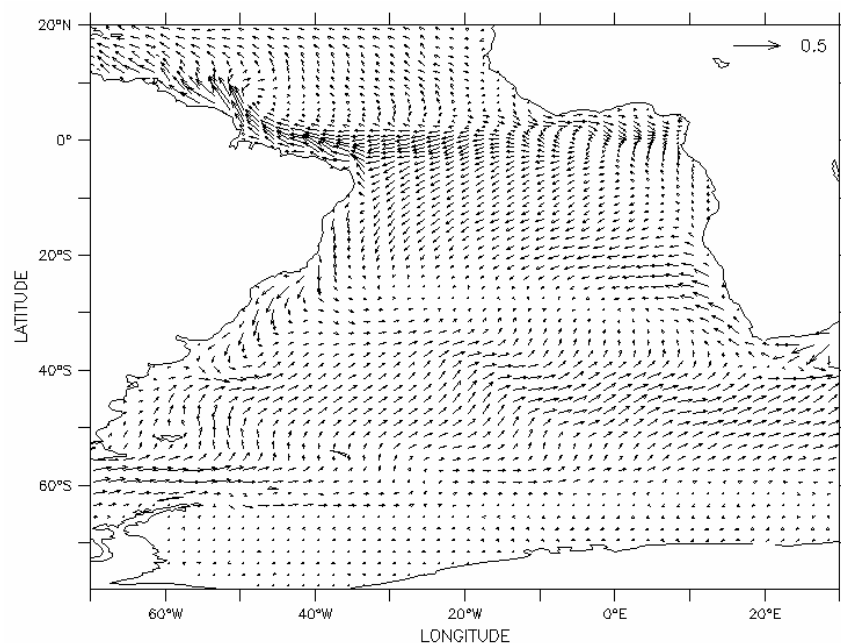


Figura 3.12 Campo de transporte de volume superficial médio (em unidades de Sverdrups) para o mês de Janeiro do primeiro ano de integração do modelo para a região da Bacia do Atlântico Sul.

A circulação oceânica no interior da coluna d'água também apresenta em níveis intermediários e profundos padrões climatológicos da circulação termohalina observada na bacia do atlântico Sul. Na figura 3.13 está representado o campo médio, para o mês de Janeiro, de transporte de volume para o nível de 250 metros para a região sudoeste da Bacia do tlântico Sul. Pode-se observar um padrão semelhante da circulação da ACAS observado por Stramma & England (1999) e exposto na figura 6.9 (apêndice).

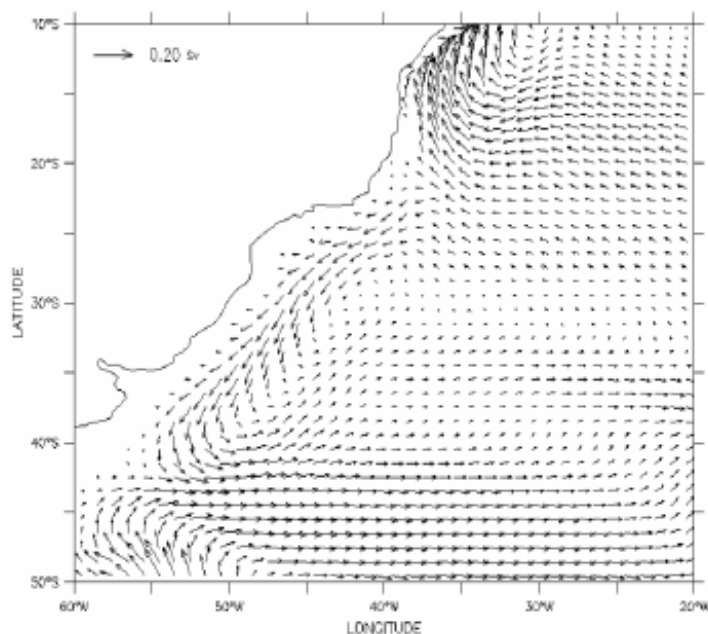


Figura 3.13 – Circulação oceânica média para o mês de Janeiro do sétimo ano de integração (em unidades de Sverdrups) ao nível de 250 metros para a região sudoeste da bacia do Atlântico Sul.

Na figura 3.14 pode-se observar claramente o escoamento para sul da CB limitado aproximadamente pelo meridiano de 44° W e, mais ao largo, aproximadamente em 43° W um escoamento para norte associado à célula de recirculação anticiclônica descrita na seção 6.1 do apêndice. O escoamento da CB apresenta-se levemente intensificado durante o mês de janeiro. Foi obtido para essa seção zonal (23° S) o valor médio anual de 5,16 Sv (1 Sv = $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) para o transporte de volume integrado até 500 metros com a variância de $\pm 0,92$ Sv. Algumas estimativas, baseadas em dados observados de temperatura e salinidade, para o transporte de volume associado ao escoamento da CB para latitudes próximas variam de 3,8 a 5,3 Sv (Peterson & Stramma, 1991).

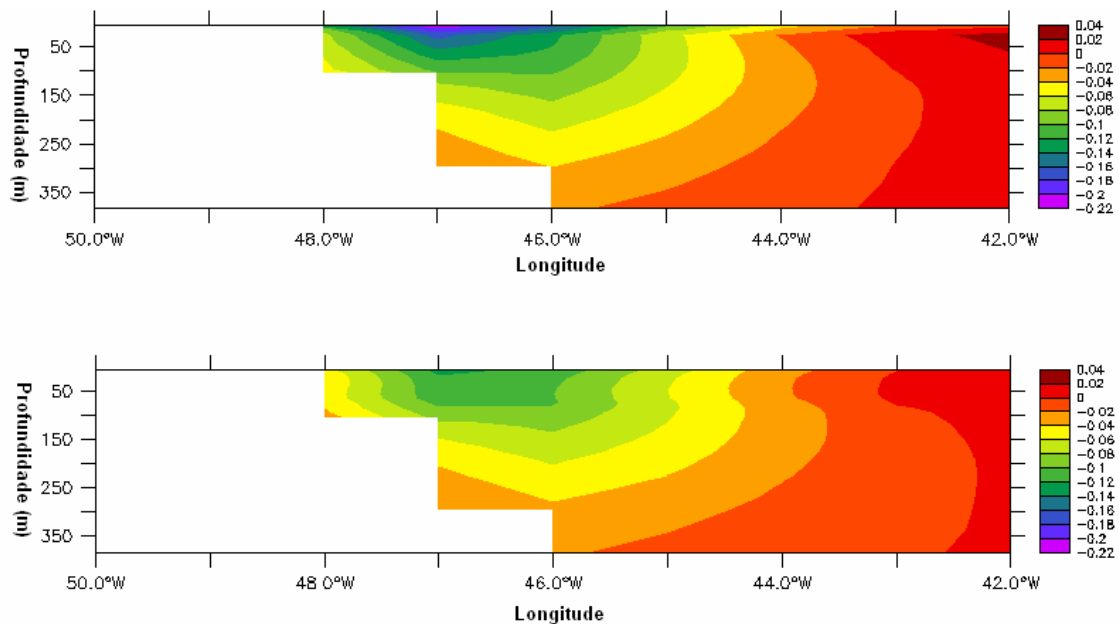


Figura 3.14 Campos médios de velocidade meridional para uma seção zonal em 23°S e entre 50°W e 42° W para os meses de Janeiro (acima) e Julho (abaixo). Campos extraídos do sétimo ano de integração.

Na figura 3.15 pode-se observar o campo médio para o mês de Janeiro de transporte de volume para o nível de 2000 metros para a região sudoeste da bacia do Atlântico Sul. Novamente observa-se um padrão semelhante ao exposto por Stramma & England (1999) para a circulação da APAN na bacia do Atlântico Sul (apêndice).

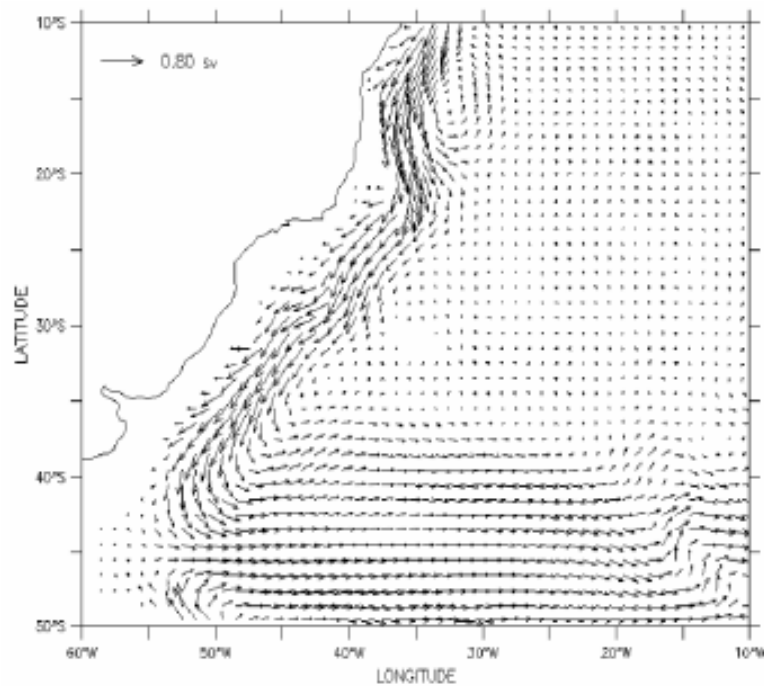


Figura 3.15 Circulação oceânica média para o mês de Janeiro para o sétimo ano de integração (em unidades de Sverdrups) ao nível de 2000 metros para a região sudoeste da bacia do Atlântico Sul.

3.1.1 O transporte de volume

Na figura 3.16 está representada a série temporal do transporte de volume zonal integrado até o fundo oceânico para a região da passagem de Drake (Seção Drake). Nessa figura é possível observar um aumento do transporte no intervalo compreendido entre os meses de junho a setembro e um decréscimo durante os meses de outubro a maio. Esse comportamento sazonal já havia sido observado no trabalho de Whitworth & Peterson (1985) os quais estimaram o valor médio de 129 Sv com variância associada de ± 9 . Foram estimados respectivamente os seguintes valores da média e da variância do transporte de volume zonal: 143,1 Sv e $\pm 11,1$ Sv. Rintoul (1991) a partir de dados hidrográficos e métodos inversos estimou o transporte integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional na passagem de Drake de 130 Sv com variância de ± 13 Sv. Ganachaud & Wunsch (2000) estimando os transportes de massa, a partir de dados hidrográficos coletados no âmbito do projeto WOCE, estimaram o valor de 140 Sv com variância de ± 6 Sv para uma seção zonal na passagem de Drake.

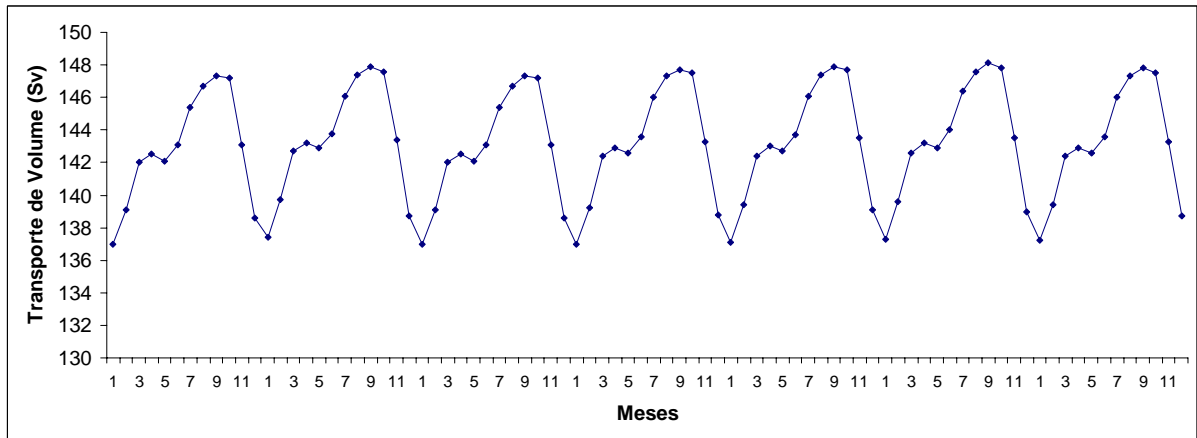


Figura 3.16 Série temporal do transporte de volume zonal (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na seção Drake.

Na figura 3.17 está representada a série temporal de transporte de volume zonal integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na passagem oceânica existente entre o continente africano e a Antártica em 20° E entre as latitudes de 80° S e 30° S (Seção África – Antártica). Novamente é possível observar o padrão cíclico sazonal bem definido com os valores mais intensos ocorrendo nos meses de setembro e outubro. Foram estimados, respectivamente, os seguintes valores de média e variância para essa série: 143,9Sv e $\pm 10,8$ Sv. Rintoul (1991) estimou o transporte de volume para uma seção meridional situada entre a Antártica e o continente africano em 30°W de 130 Sv com variância associada de ± 13 Sv.

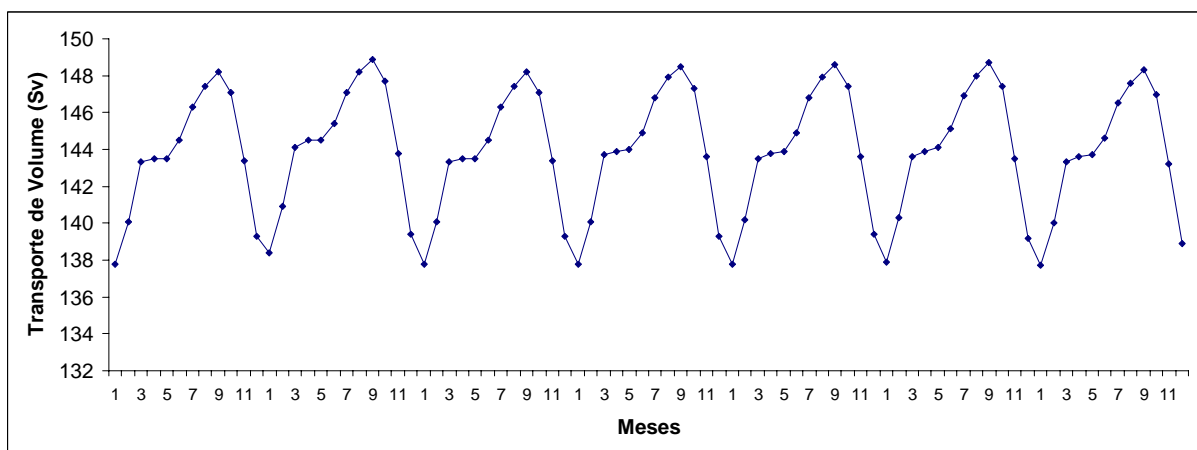


Figura 3.17 Série temporal do transporte de volume zonal (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na África - Antártica.

A figura 3.18 apresenta a série temporal do transporte de volume zonal para uma seção zonal em 114°E ao longo de todo o oceano entre a Austrália e a Antártica (seção

Austrália – Antártica). Novamente é observada uma intensificação do transporte de volume nos meses de setembro a outubro. Foram estimados respectivamente, os seguintes valores de média e variância para essa série: 155,9 Sv e $\pm 20,9$ Sv. Ganachaud & Wunsch (2000) estimaram, para uma seção meridional entre a Antártica e a Austrália em aproximadamente 145°E, o transporte de volume médio de 157 Sv com variância associada de ± 10 Sv.

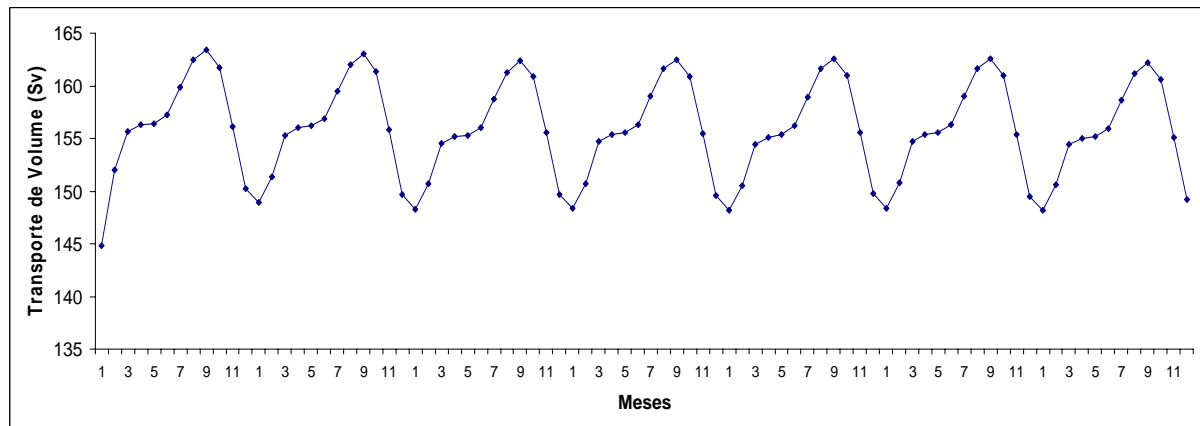


Figura 3.18 Série temporal do transporte de volume zonal (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal situada na passagem oceânica entre a Austrália e a Antártica em 114°E e 80° S a 30° S.

Pode-se observar uma pequena taxa de crescimento nas séries de transporte de volume apresentadas. Apesar dessa pequena taxa de crescimento observa-se um claro comportamento sazonal dos transportes mencionados já no segundo ano de integração. Das três seções meridionais apresentadas, a seção Drake apresenta a maior tendência de crescimento diário que é de 7,61 m³/dia. Os valores referentes às taxas de crescimento médio mensal para cada uma das seções meridionais descritas são apresentados na tabela 3.5.

Na figura 3.19 está representada a série temporal de transporte de volume meridional integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal em 32° S ao longo de toda a extensão da bacia do Atlântico Sul. A análise dessa série revela uma diminuição desse transporte para sul nos meses de Julho a Setembro. Os valores referentes à média e o desvio padrão dessa série foram, respectivamente de -0,71 Sv e ± 0.25 Sv. Apesar da clara tendência de crescimento do transporte de volume nessa região. Obteve-se o valor de 4,8e-7 m³/dia para a tendência linear de crescimento.

Na figura 3.20 está representada a série temporal do transporte de volume meridional integrado zonalmente por nível de profundidade para a seção Paralelo 32° Sul. Dentre outras feições dinâmicas, pode-se observar o transporte meridional líquido para sul, entre as profundidades de 1200 a 3800 metros aproximadamente.

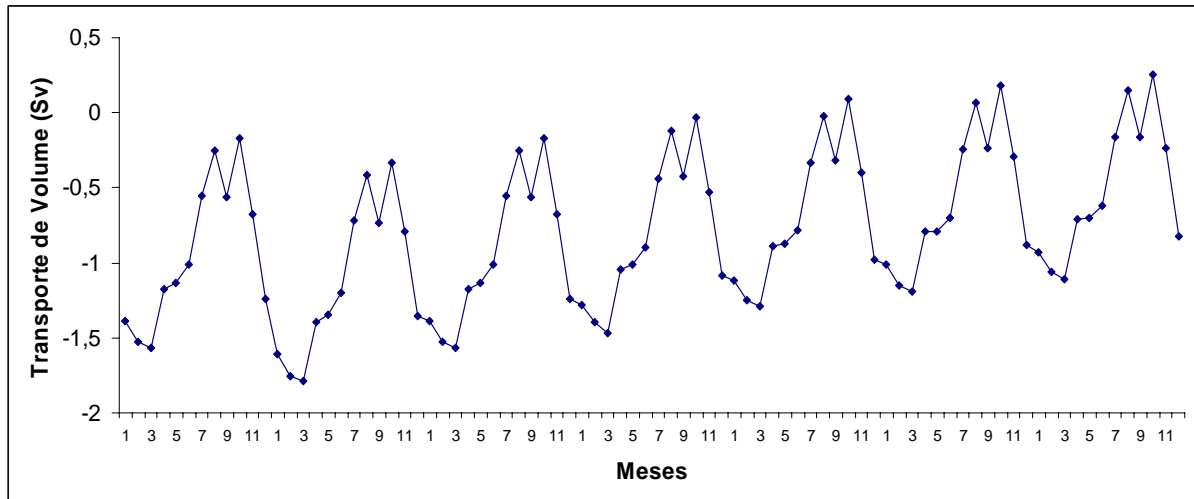


Figura 3.19 Série temporal do transporte meridional de volume (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal ao longo de toda a bacia oceânica do Atlântico Sul em 32° S.

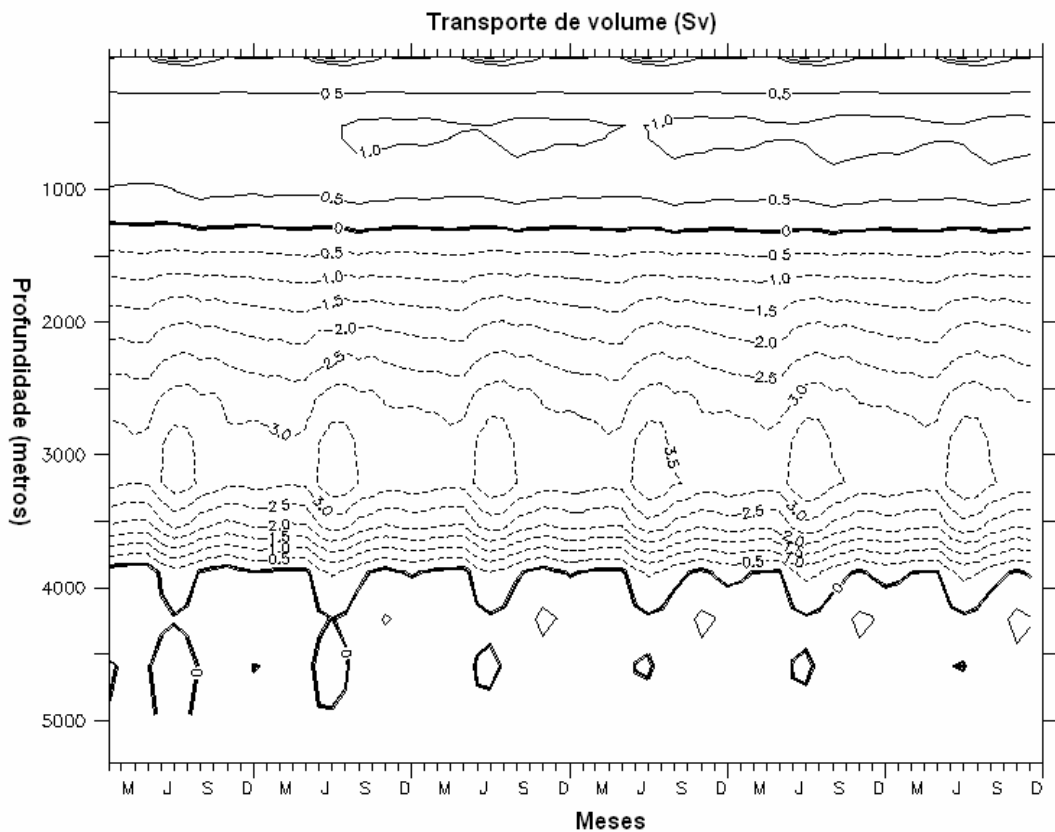


Figura 3.20 Série temporal do transporte de volume zonal integrado ao longo da seção paralelo 32 sul por níveis verticais do modelo.

A série temporal de transporte de volume integrado em toda a coluna d'água referente à seção zonal Equador Atlântico é apresentada na figura 3.21. Assim como na seção Paralelo 32° S observa-se que o transporte resultante é para sul intensificando-se nos

meses de verão austral. Para a seção equador Atlântico foram obtidos os valores de -1,18 Sv e $\pm 0,36$ para média e variância respectivamente.

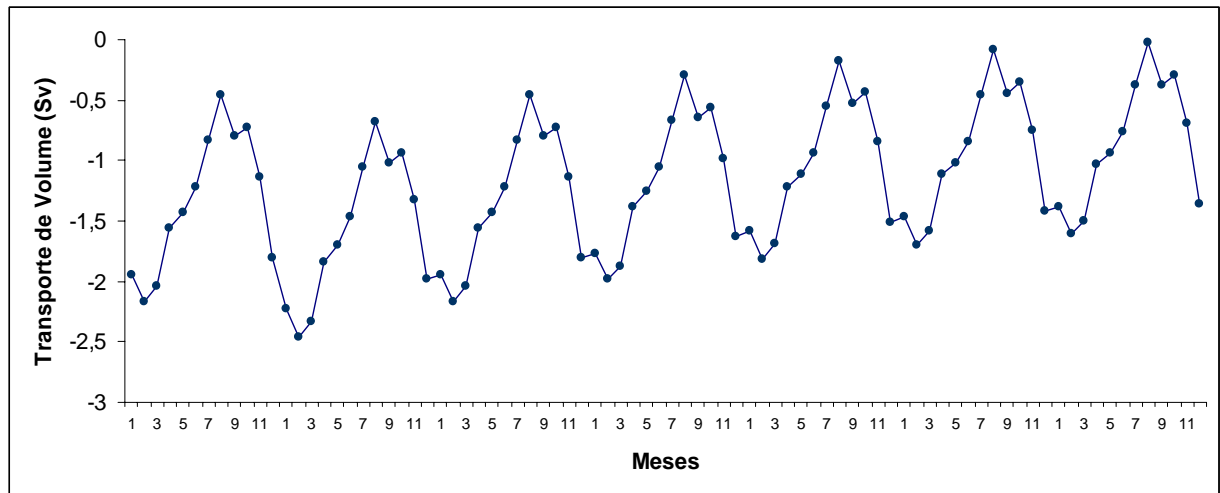


Figura 3.21 Série temporal do transporte meridional de volume (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal ao longo de toda a bacia oceânica do Atlântico no Equador.

Na figura 3.22 está representada a série temporal de transporte de volume meridional integrado até o fundo oceânico para a seção zonal 55° Norte Atlântico. Assim como nas demais seções zonais no Atlântico Sul o transporte de volume resultante é negativo. Foram obtidos os valores de 1,05 Sv e $\pm 0,05$ Sv para a média e variância respectivamente.

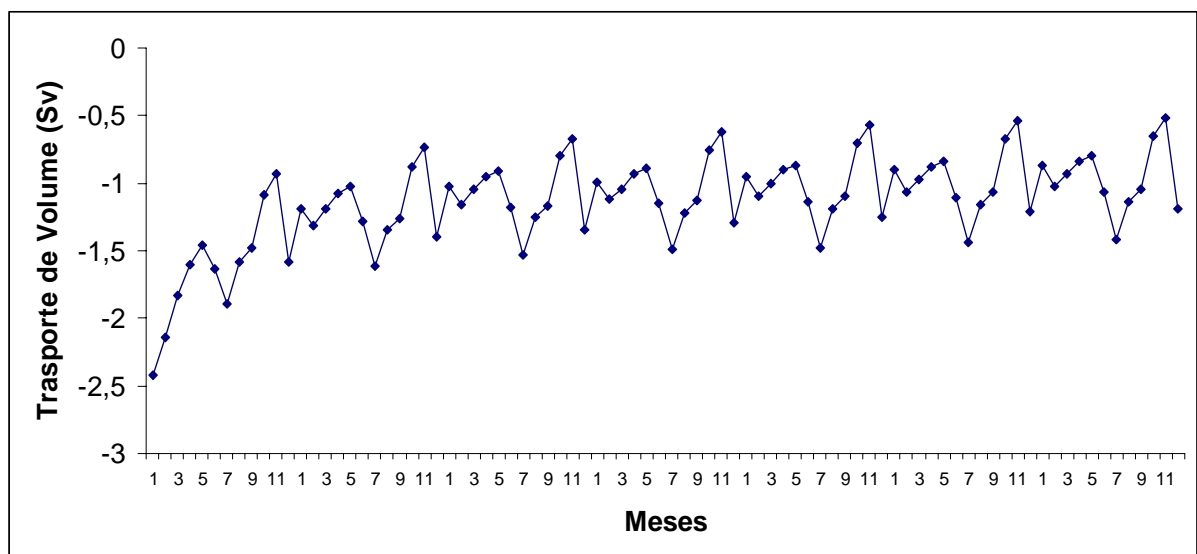


Figura 3.22 Série temporal do transporte meridional de volume (em unidades de Sv) integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal ao longo de toda a bacia oceânica do Atlântico Norte no paralelo 55° N.

Estimativas do transporte de volume meridional no Atlântico Norte, integrado até o fundo oceânico, obtidas a partir de modelagem numérica podem, algumas vezes, apresentar valores nulos ou muito próximos a zero. Tal fato está diretamente relacionado ao fechamento da fronteira norte de alguns modelos o que impede os transportes de volume meridionais oceânicos através do Ártico (Stammer et al., 2003).

A grade numérica utilizada nos experimentos permite a livre comunicação entre os oceanos Atlântico Norte e Ártico e consequentemente assegura a existência de transportes meridionais resultantes diferentes de zero. Valores do transporte de volume meridional para duas seções zonais situadas entre a América do norte e a Groelandia e entre a Europa e a Groelandia demonstram a existência de transportes meridionais negativos em regiões de altas latitudes no Atlântico Norte (Figuras 3.23). A existência desses transportes explica a existência de transportes meridionais líquidos nas demais seções do Atlântico diferentes de zero.

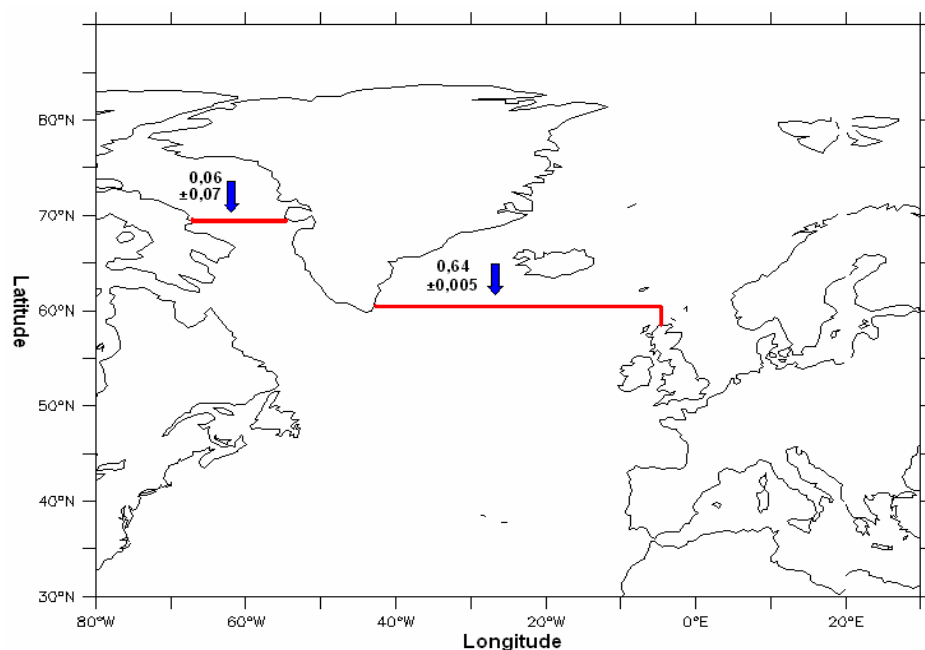


Figura 3.23 Transportes de volume médios e variâncias associadas para duas seções zonais localizadas em 70° N entre 70° W e 40° W e em 60° N entre 40° W e 8° W.

Estimativas do transporte de volume, em uma seção zonal no Pacífico Sul próxima ao equador, realizadas a partir da análise de dados coletados no projeto WOCE chegaram ao valor de 17 Sv para norte (Ganachaud & Wunsch, 2000). Stammer et al. (2003) com o uso de um modelo de circulação geral dos oceanos estimaram o transporte de volume meridional para uma seção equatorial no Pacífico Sul de 10,6 Sv com variância associada

de ± 4 Sv. Para a seção zonal Pacífico Equatorial, foram obtidos os valores de 7,12 Sv e $\pm 1,75$ Sv para média e variância respectivamente para o transporte de volume meridional.

Na seção Indonésia foram obtidos os valores de 13,36 Sv e $\pm 1,33$ Sv para a média e a variância respectivamente. Stammer et al.(2003) estimaram o valor de 11,5 Sv para o transporte de volume zonal médio e ± 5 Sv para a variância em uma seção localizada entre a Indonésia e a Austrália. Ganachaud & Wunsch (2000) estimaram os valores de 16 Sv e ± 5 Sv para uma seção zonal localizada entre a Indonésia e a Austrália.

A tabela 3.4 sumariza os valores de transporte de volume médios e suas respectivas variâncias para cada uma das seções monitoradas.

Tabela 3.4 Transporte de volume médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de Sverdrup para todas as seções monitoradas.

Seções	Transporte de Volume (Variância) (Sv)
Drake	143,1($\pm 11,1$)
África-Antártica	143.9($\pm 10,8$)
Paralelo 32° Sul	-0,71($\pm 0,25$)
Equador Atlântico	-1,18($\pm 0,34$)
55° Norte Atlântico	-1,05($\pm 0,05$)
Equador Pacífico	7,2 ($\pm 1,75$)
55° Norte Pacífico	0,24 ($\pm 0,01$)
Austrália-Antártica	155,9($\pm 20,9$)
Indonésia	-13,36 ($\pm 1,33$)

As séries temporais para os transportes de volume integrados em cada uma das seções apresentam sempre uma pequena tendência de aumento de transporte de volume. Valores de tendência foram obtidos a partir da regressão linear das séries descritas e são apresentados na tabela 3.5. Para a estimativa dos valores de tendência foram, novamente, desconsiderados os valores referentes ao primeiro ano de integração. Esse procedimento é justificado para que se possa retirar dos cálculos de tendência os dados relativos a fase “warm up” do modelo.

O aumento de intensidade de transporte de volume parece ter relação direta com a diferença energética associada ao campo de pseudotensão do vento, utilizado como condição de contorno, do experimento controle e os mesmos dados utilizados no experimento que gerou as condições iniciais utilizadas. A análise da figura 3.14 demonstra que as maiores diferenças estão na região dominada pelo transporte de volume da CCA.

A partir dos valores de tendência de crescimento de transporte de volume é possível monitorar a evolução temporal de elevação da superfície livre média para cada uma das áreas monitoradas. Apenas para se ter uma idéia, na seção Atlântico Sul obteve-se o valor de $-7,2\text{e-}8 \text{ m}^3/\text{dia}$. Dividindo essa taxa de volume pela área monitorada pode-se obter a taxa de evolução temporal da elevação da superfície livre média. Para a área Atlântico Sul essa taxa é da ordem de $7,2\text{e-}21 \text{ m/s}$. Esse resultado assegura, apenas para o balanço de transporte de volume a continuidade do mesmo no interior dessa área.

Tabela 3.5 Valores de taxa de crescimento diária (Sv/dia) para as séries de transporte de volume obtidas nas seções zonais e meridionais monitoradas. Os valores foram obtidos para os últimos seis anos de integração.

Seções	Taxa de crescimento diária (m³/dia)
Drake	7,61e-7
África – Antártica	3,65e-7
Paralelo 32 Sul	4,68e-7
Equador Atlântico	5,4e-7
55 Norte Atlântico	1,44e-7
Austrália – Antártica	3,8e-7
Equador Pacífico	3,0e-7
55 Norte pacífico	3,4e-8
Indonésia	2,1e-7

Os valores de balanço de volume no interior das seis áreas definidas devem ser analisados em conjunto com os valores das condições de contorno referentes ao balanço hidrológico do modelo. Para tal torna-se fundamental monitorarmos os valores do balanço precipitação – evaporação e da drenagem fluvial. Os valores referentes a drenagem fluvial, precipitação e evaporação são introduzidos no modelo como condições de contorno em unidades de metros por segundo. A soma dessas duas variáveis juntamente com os saldos de transporte de volume no interior de cada área devem apresentar valores muito baixos ou da ordem de grandeza dos valores de variância (incerteza). Na Tabela 3.6 são apresentados os valores médios no espaço e no tempo, em cada área monitorada, do balanço precipitação

– evaporação (PME), drenagem fluvial (rios), a soma entre essas duas componentes (PME+Rios) e o saldo do transporte de volume com suas variâncias associadas. A variância do saldo de transporte de volume apresenta-se sempre na mesma ordem de grandeza que a variância do saldo total obtido. Os dados referentes ao saldo de transporte de volume foram divididos pela área de cada uma das regiões monitoradas para que se pudesse obter esse valor em m.s^{-1} . Observa-se para a bacia do Atlântico que o maior valor negativo encontra-se na área Atlântico Equatorial. Tal fato pode estar associado a grande parte da região oceânica tropical do Atlântico Sul estar contida nessa área o que garante um excesso de evaporação. Outro fato a ser considerado é a maior proximidade dos continentes nessa área monitorada o que também pode contribuir para um aumento da evaporação oceânica.

Tabela 3.6 Valores médios anuais promediados espacialmente em cada uma das áreas monitoradas de balanço precipitação – evaporação (PME), drenagem fluvial (Rios), diferença entre PME e Rios e Saldo do transporte de volume e variância associada. Todos os valores estão em unidades de m/s.

Áreas	PME	Rios	PME + Rios	Saldo de transporte de volume (m/s) (variância)	SaldoTotal (m/s)
Atlântico Sul	-1,25e-8	6,4e-10	-1,18e-8	-1,66e-9 ($\pm 1\text{e-}8$)	-1,35e-8
Atlântico Equatorial	-1,86e-8	5,6e-9	-1,29e-8	1,03e-8 ($\pm 5\text{e-}10$)	-2,6e-9
Atlântico Norte	1,62E-8	2,49e-8	4,1e-8	2,1e-9 ($\pm 6,7\text{e-}9$)	4,31e-8
Pacífico Sul	-2,22e-9	1,03e-9	-1,19e-9	4,3e-8 ($\pm 3,2\text{e-}8$)	-4,19e-8
Pacífico Norte	8,13E-8	2,54e-8	1,06e-7	1,22e-7 ($\pm 3\text{e-}8$)	2,28e-7
Indico	1,54e-10	2,32e-9	2,47e-9	1,37e-8 ($\pm 7\text{e-}9$)	1,51e-9

Na figura 3.24 estão representadas as estimativas de transportes de volume médios e variâncias associadas para cada uma das seções monitoradas. As setas indicam o sentido do transporte integrado até o fundo oceânico ao longo de cada uma das seções. No interior de cada área estão representados também, os valores médios do balanço evaporação – precipitação.

Os valores de transporte de volume integrados até o fundo oceânico na maioria das seções apresentaram-se com valores próximos a outras estimativas realizadas em seções próximas. Foi possível obter com razoável consistência do transporte associado ao escoamento da CCA. Esse resultado é bastante significativo aos objetivos desse trabalho

uma vez que é por esse escoamento que ocorrem as trocas de calor e de outras propriedades entre os três oceanos.

Na área Atlântico Equatorial observa-se valores mais negativos para o balanço precipitação – evaporação. Tal fato pode estar associado a maior parte dessa área estar contida em regiões tropicais e portanto apresentarem um excedente hídrico associado a um aumento da precipitação em relação a evaporação.

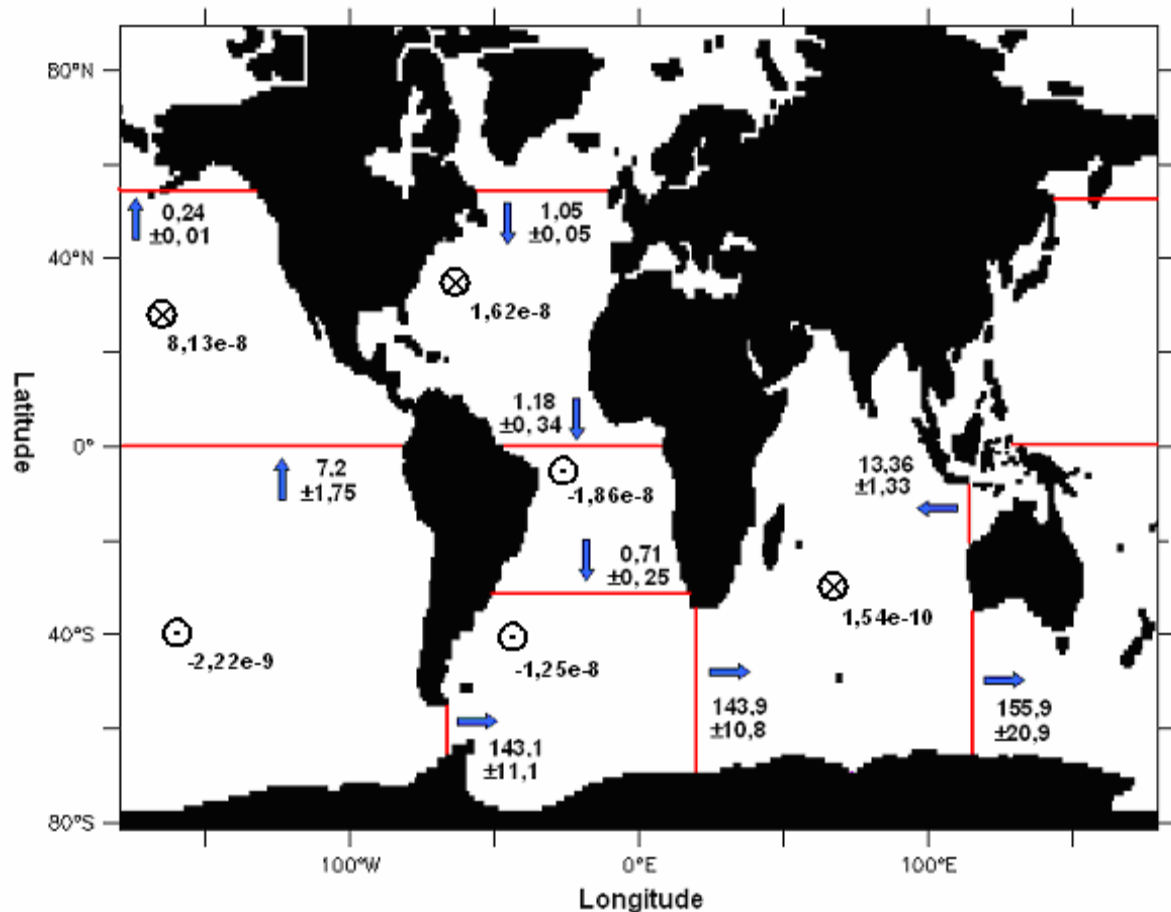


Figura 3.24 Transporte de Volume médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de Sverdrup, para cada uma das seções zonais e meridionais monitoradas controle. As setas indicam o sentido do transporte de volume resultante. Os símbolos ● e ⊗ indicam saída e entrada de água oriunda do balanço precipitação – evaporação (pme) em cada área monitorada. Os valores de pme representam as médias espaço temporais.

3.1.2 O transporte de calor

Devido a problemas de armazenamento de variáveis prognósticas do modelo, os resultados referentes as estimativas de transporte de calor serão apresentados apenas para os três ultimos anos de integração do modelo para esse experimento. Tal fato não invalida as análises dessa propriedade visto que para esses ultimos três anos os resultados já indicavam a presença de um ciclo sazonal.

As séries temporais associadas aos transportes de calor na bacia do Atlântico Sul também apresentam comportamentos próximos ao clima oceânico observado para essa região. O mais notável é o transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico para uma seção zonal em 32° S, o qual se apresenta com sentido norte ao longo de todo o ciclo sazonal. Tal fato reflete um comportamento peculiar à essa bacia oceânica de exportar calor para o Atlântico Norte (Figura 3.27). É possível observar também uma intensificação desse transporte nos meses de Junho, Julho e Setembro.

O transporte de calor apresenta o mesmo comportamento porem com valores mais elevados com relação aos obtidos na seção Paralelo 32° Sul.

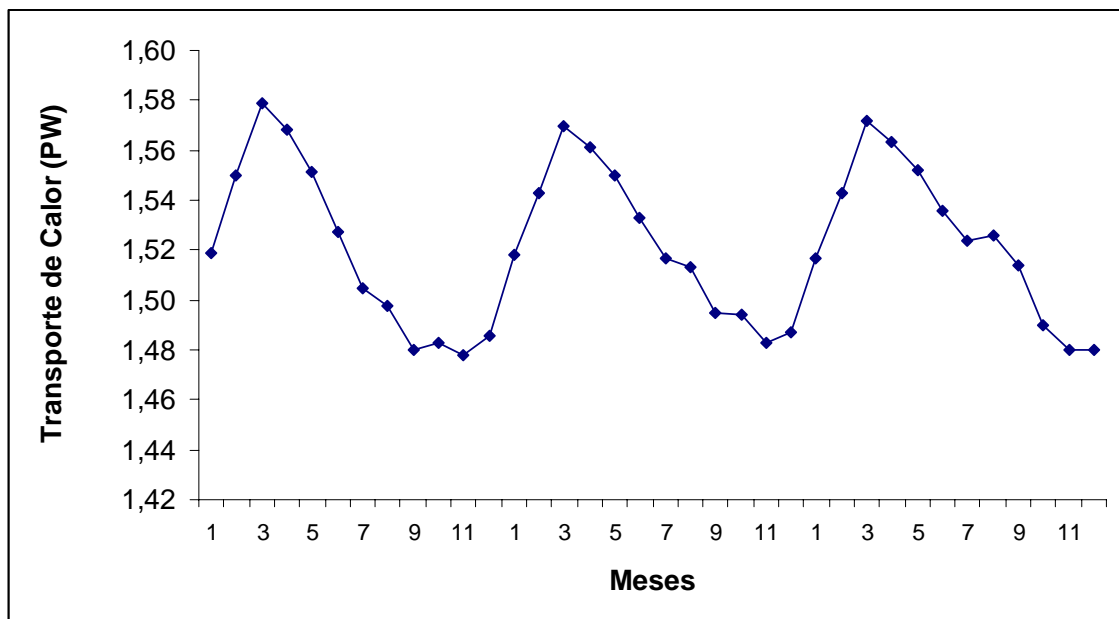


Figura 3.25 Série temporal do transporte advectivo zonal de calor (em unidades de PW) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na seção Drake.

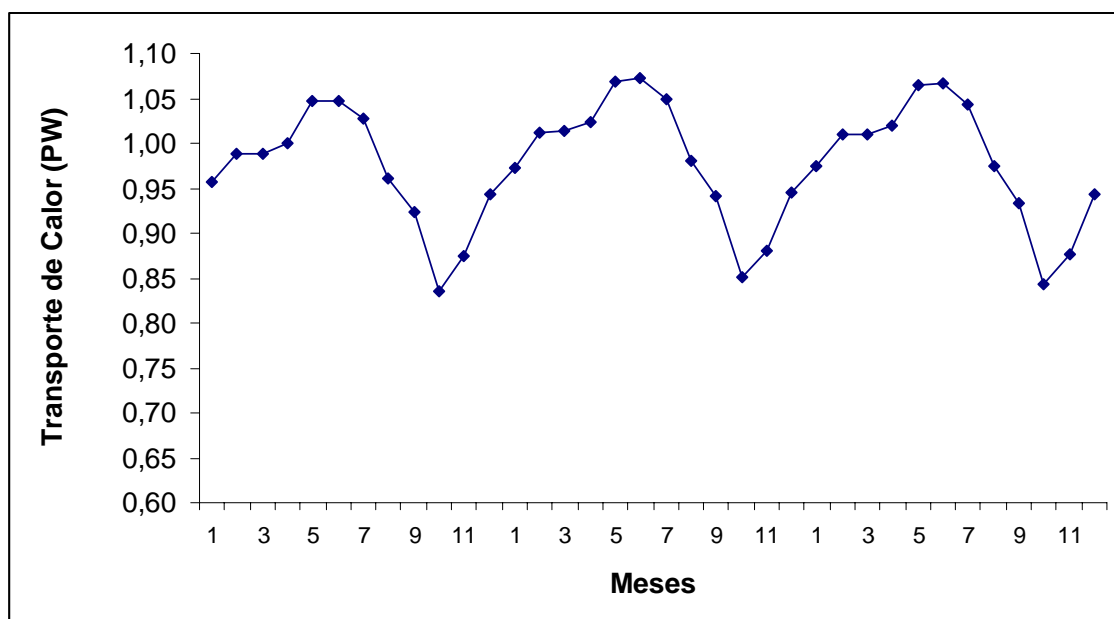


Figura 3.26 Série temporal do transporte advectivo zonal de calor (em unidades de PW) integrado até o fundo oceânico para uma seção meridional situada na passagem oceânica entre o continente africano e a Antártica em 20°E e 80° S a 30° S.

Os transportes zonais advectivos de calor integrados até o fundo ao longo das seções Drake e África – Antártica apresentam-se com valores positivos indicando sentido leste ao longo de todo ciclo sazonal (Figuras 3.25 e 3.26).

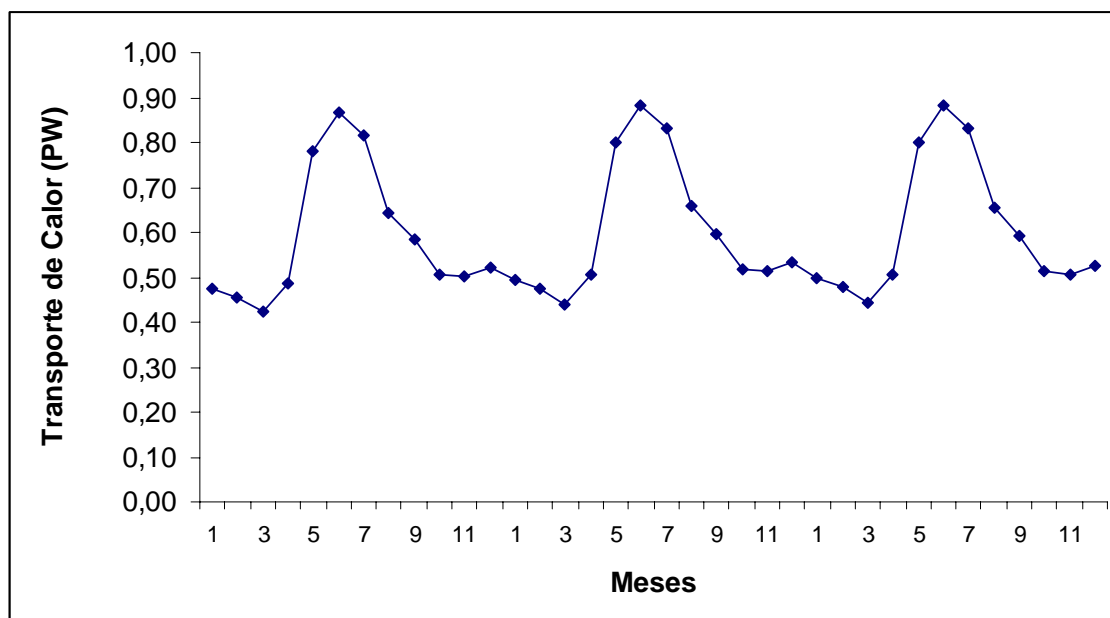


Figura 3.27 Série temporal de transporte advectivo meridional de calor (em unidades de PW) para uma seção em 32° S ao longo de todo Atlântico Sul.

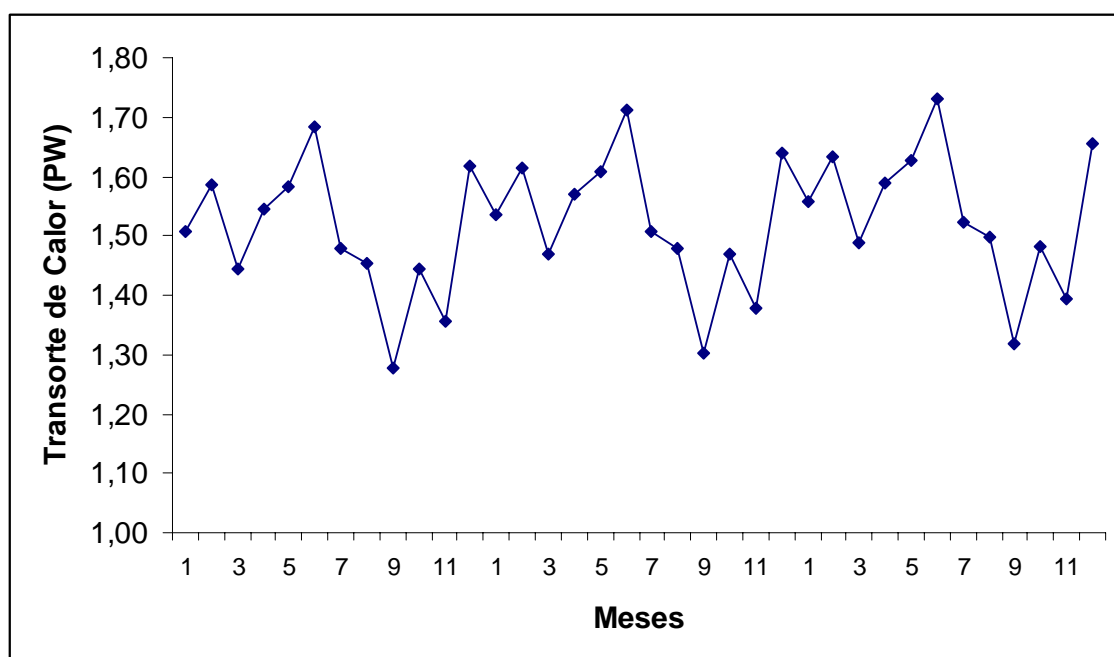


Figura 3.28 Série temporal do transporte advectivo meridional de calor (em unidades de PW) integrado até o fundo oceânico para a seção zonal Equador Atlântico.

Na tabela 3.5 estão sumarizados os valores médios e variâncias associadas para cada uma das seções monitoradas. Pode-se observar que os transportes de calor mais intensos encontrados estão associados ao escoamento da CCA destacando a importância dessa corrente no processo de distribuição do calor entre os oceanos. Ganachaud e Wunsch (2000) estimaram o valor de 1,3 PW para o transporte de calor integrado até o fundo oceânico na passagem de Drake. Na seção Drake foram obtidos os valores de 1,52 PW e $\pm 0,0008$ PW.

Outro fato importante é a obtenção de valores médios sempre positivos para as componentes meridionais de transporte de calor meridional na bacia do oceano Atlântico Sul o que reforça seu papel como exportador de calor para o Atlântico Norte (Rintoul, 1991). Rintoul (1991) estimou o valor médio de 0,25 PW ($\pm 0,12$) para uma seção zonal no Atlântico Sul em 32° S. Hastenrath (1980, apud Rintoul, 1991) estimou o valor de 1,15 PW para o transporte de calor meridional de calor no Atlântico Sul. Para essa seção foram obtidos os valores de 0,60 PE e $\pm 0,02$. Foram observadas diferenças significativas para a estimativa do transporte de calor meridional modelado no presente trabalho e estimado por Rintoul (1991). Tal fato parece estar associado as diferenças dos métodos empregados para

estimativa dessa propriedade em cada um dos trabalhos, principalmente os transportes estimados nas camadas superficiais sobre direta influência do vento.

Na tabela 3.5 observa-se também a presença de um significativo transporte de calor zonal para oeste obtido na seção Indonésia destacando a importância dessa seção no processo de recirculação global de calor nos oceanos. Por essa passagem o calor é transportado do Oceano Pacífico para o Oceano Índico. Stammer et al. (2003) obtiveram o valor de 1,12 PW ($\pm 0,53$) para uma seção localizada entre a Indonésia e a Austrália. Ganachaud & Wunsch (2000) estimaram o valor de 1,4 PW para o transporte de calor nessa região.

Tabela 3.5 Transporte de calor médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW para as seções Equador Pacífico, 55° Norte Pacífico e Indonésia.

Seções	Transporte de calor (variância) (PW)
Drake	1,52($\pm 0,0008$)
África - Antártica	0,98($\pm 0,004$)
Paralelo 32° Sul	0,60($\pm 0,02$)
Equador Atlântico	1,52 ($\pm 0,01$)
55° Norte Atlântico	0,52($\pm 0,0003$)
Equador pacífico	0,29 ($\pm 2,69$)
55° Norte Pacífico	0,05 ($\pm 0,0001$)
Austrália - Antártica	1,95($\pm 0,01$)
Indonésia	-1,07($\pm 0,08$)

A partir da análise das figuras 3.26 e 3.27 pode-se observar que há uma ligeira defasagem entre os máximos valores observados na seção Drake, entre os meses de Setembro e Outubro, e na seção África – Antártica entre os meses de Julho a Agosto. Além disso os valores observados na seção Drake são mais intensos que os observados na seção África – Antártica. Tal fato pode estar associado ao escoamento da CA que contorna o extremo sul do continente africano transportando águas quentes para o interior da bacia do Atlântico Sul e consequentemente enfraquecendo o transporte de calor resultante em direção ao Índico e associado a CCA. Além disso, parte do calor transportado pela CCA, após passar pela passagem de Drake, contribuirá para o transporte de calor associado a Corrente das Malvinas (CM) que flui para norte ao largo da costa da América do Sul. Na figura 3.29 está representada a série temporal para o transporte de calor advectivo zonal para uma seção meridional em 20° E entre 30° S e 40° S região dominada pelo escoamento da CA. Nessa figura é possível observar o transporte de calor, associado ao escoamento da

CA, sempre para oeste (valores negativos) ao longo do ciclo sazonal e intensificando-se nos meses de Janeiro a Março.

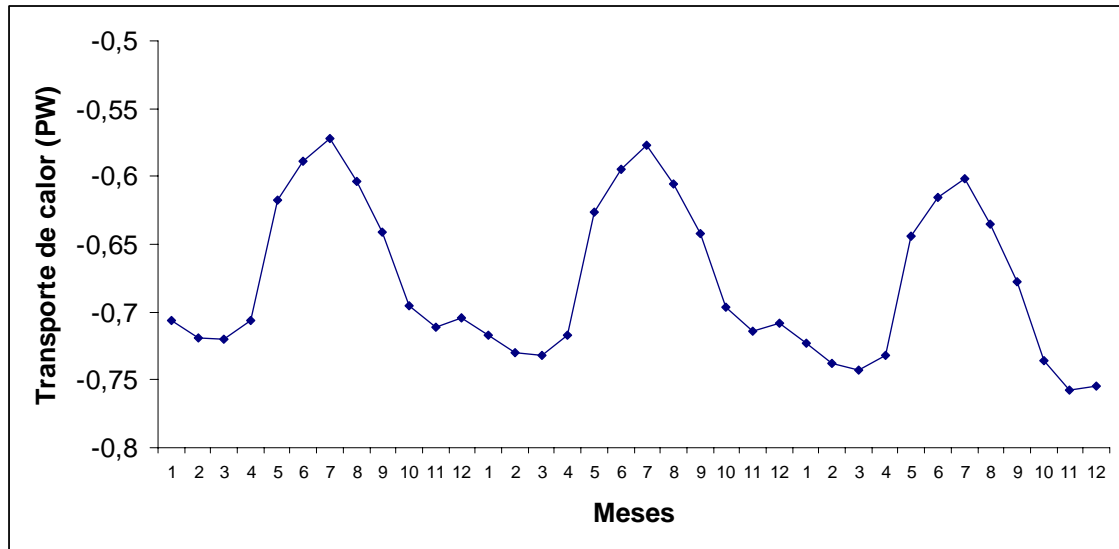


Figura 3.29 Série temporal de transporte de calor zonal (em unidades de PW) para uma seção em 20° E entre o continente africano e a latitude de 40° S.

Na figura 3.30 é possível observar também a localização e a pequena variação sazonal da intensidade e do posicionamento do transporte de calor zonal associado a CA. Nota-se que para o meridiano de 20° E seu escoamento ocupa toda a região da costa africana até a latitude aproximada de 40° S até a profundidade aproximada de 2000 metros. Foram estimados os seguintes valores de transporte de calor médio anual e variância: -0,67 PW e $\pm 0,003$.

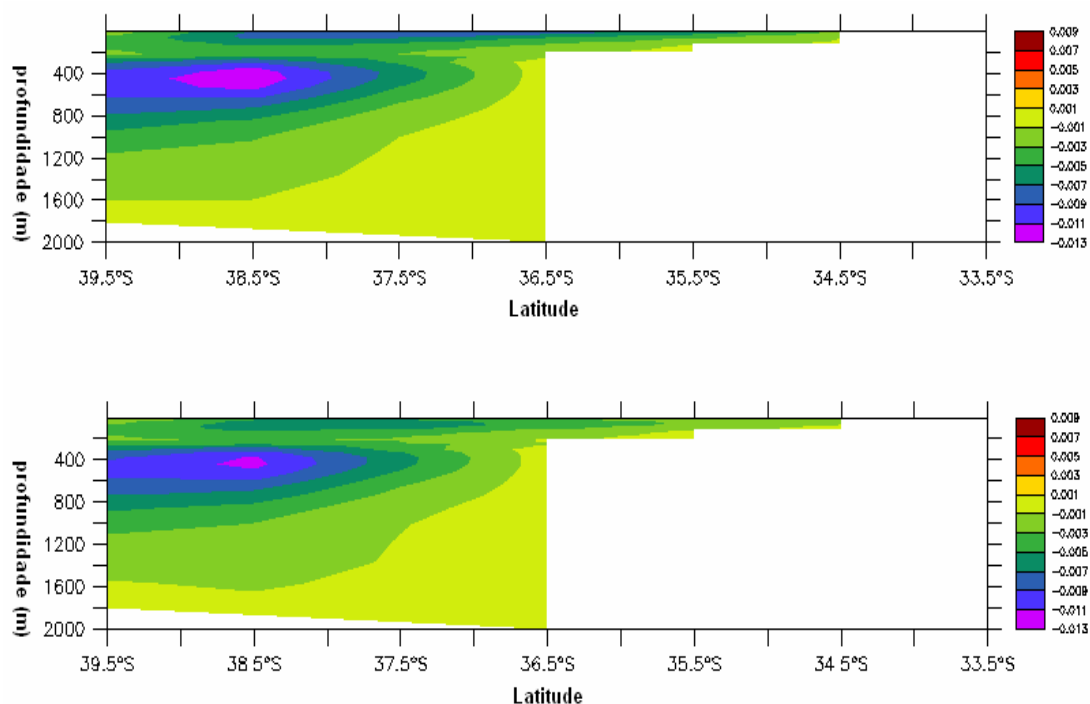


Figura 3.30 Campos médios de transporte de calor zonal para a seção África – Antártica de 40° S a 33° S para os meses de Fevereiro (acima) e Julho (abaixo). Campos extraídos do sétimo ano de integração do modelo.

Um resultado importante obtido foi o relativo ao transporte de calor meridional médio integrado em todo o globo. A análise da figura 3.31 indica a presença de um intenso transporte de calor para norte no Hemisfério Norte entre o Equador e as latitudes aproximadas de 40° N e um transporte de calor para sul entre o Equador e 40° S no Hemisfério Sul. Esse resultado demonstra que o modelo foi capaz de reproduzir a circulação global de calor dos oceanos também conhecida como “conveyor belt”.

Ganachaud e Wunsch (2003) estimaram para a latitude de 30° S o valor médio de transporte meridional de calor integrado em todo o globo de -0,6 PW com variância associada de $\pm 0,3$ e em 12° N o valor médio de 2,2 PW com variância associada de $\pm 0,6$. Esses valores foram estimados com a aplicação do método geostrófico a dados obtidos em seções levantadas no âmbito do projeto WOCE.

Nas latitudes citadas foram obtidos respectivamente os valores médios de -0,2 PW ($\pm 0,01$) e 1,75 PW ($\pm 0,03$). Para estimativa das variâncias não foram considerados os dados de transporte referente aos primeiros 100 metros de profundidade para que fosse retirado o efeito de variabilidade associada ao campo de pseudotensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano.

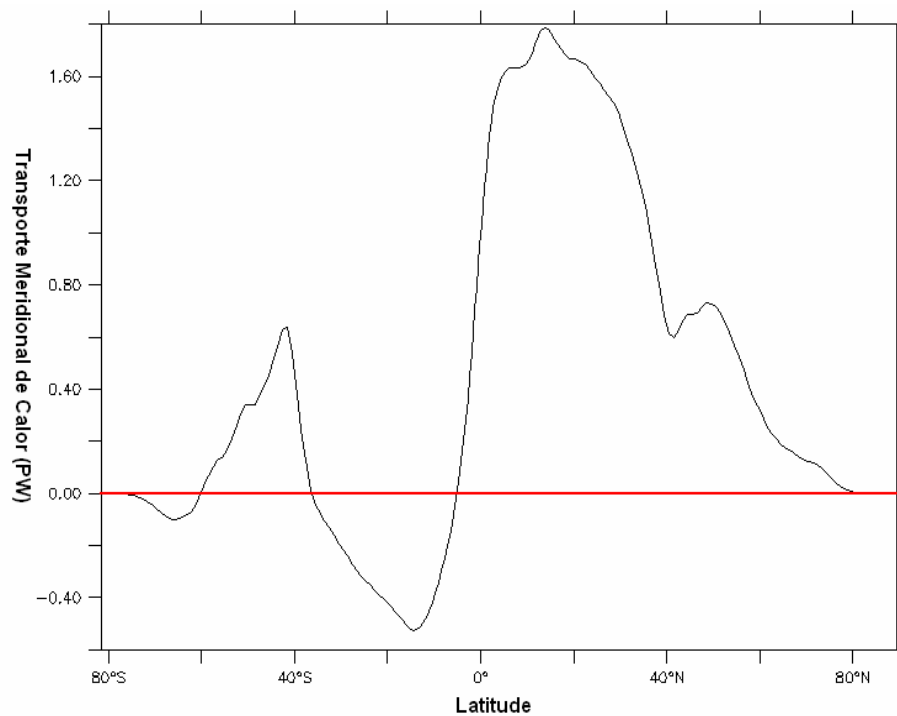


Figura 3.31 Transporte de calor meridional médio integrado no globo.

Na figura 3.32 são apresentados os sentidos e os valores das médias e respectivas variâncias do transporte de calor integrado até o fundo oceânico ao longo de cada uma das seções monitoradas. Dois aspectos importantes que podem ser observados nessa figura e que reafirmam a capacidade do modelo em reproduzir o clima associado ao transporte de calor nos oceanos são: os valores sempre positivos dos transportes de calor meridionais nas bacias do Pacífico e Atlântico e a recirculação de águas provenientes do Pacífico pela seção Indonésia.

Outro fato interessante é relativo aos balanços de calor na superfície do oceano. Pode-se observar o papel fundamental de grande armazenador de calor das bacias oceânicas no Hemisfério Sul.

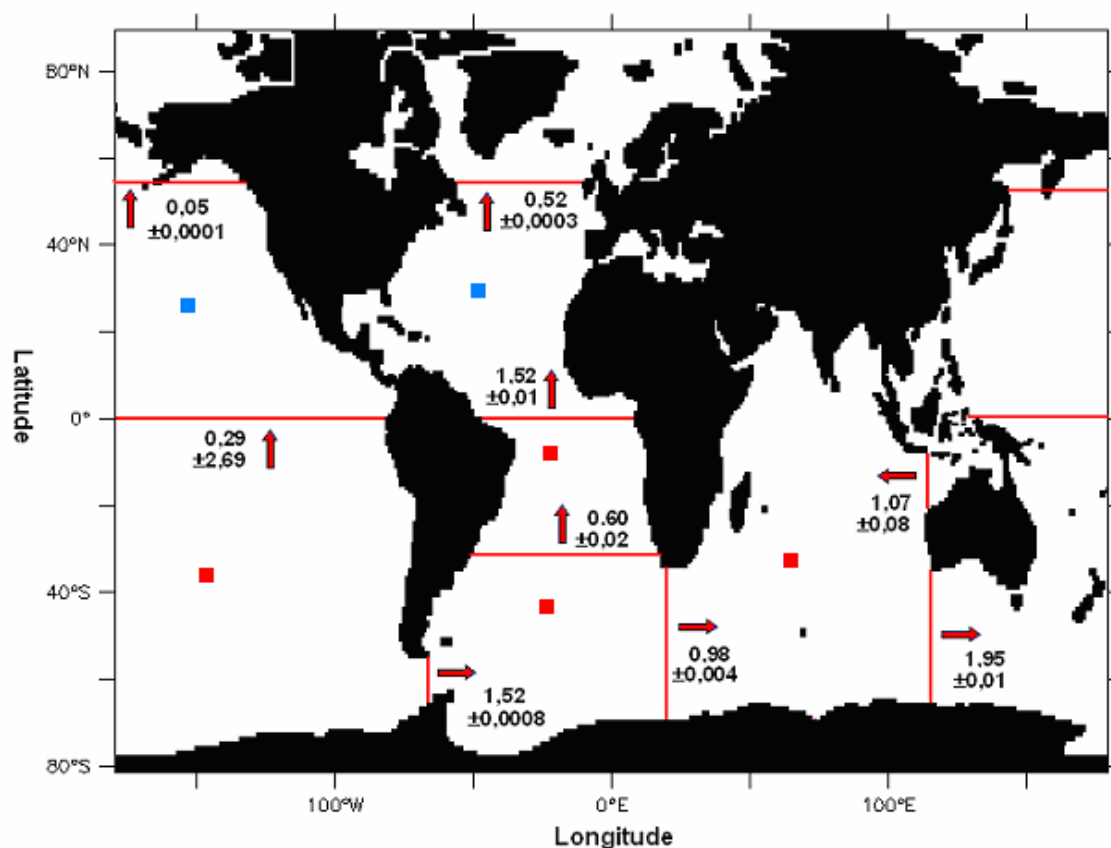


Figura 3.32 Transporte de calor médio integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW, para cada uma das seções zonais e meridionais monitoradas. Os quadrados ■ e ■ indicam respectivamente ganhos e perdas de calor do oceano em função das trocas com a atmosfera em cada área monitorada.

3.1.3 A Energia cinética

A análise das séries temporais de energia cinética integrada em cada uma das seções monitoradas, além de fornecerem informação quantitativa de energia que está sendo passada por cada seção auxilia novamente na verificação de obtenção do clima pelo modelo. Como descrito, no capítulo de metodologia, os valores de energia cinética foram multiplicados pela razão entre a componente de velocidade normal a cada uma das seções e sua norma. Dessa forma pode-se obter informação referente ao sentido resultante da energia integrada na seção.

Na figura 3.33 está representada a série temporal de energia cinética para a seção Drake. Como esperado os picos de energia são praticamente coincidentes aos picos de trabalho realizados pelo vento no globo (figura 3.5). Tal fato pode ser explicado pela dominância desse trabalho no Hemisfério Sul (figura 3.6) e por essa seção estar localizada na região com maiores intensidades do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento nesse Hemisfério.

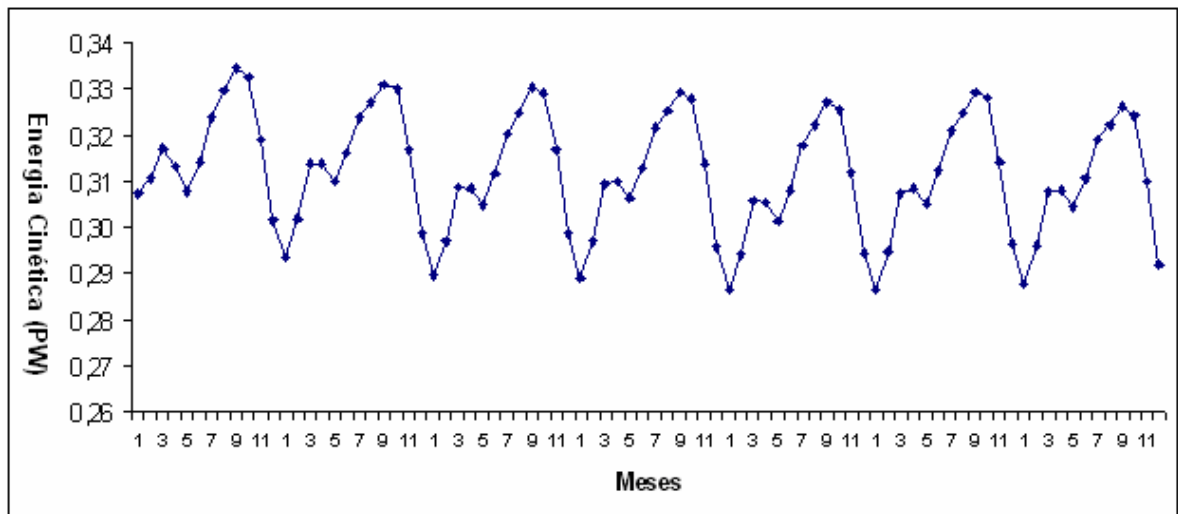


Figura 3.33 Série temporal de energia cinética na seção meridional Drake.

Na seção África – Antártica observa-se picos de energia também associados aos picos de trabalho realizado pelo vento no globo (figura 3.34). Nessa seção nota-se uma redução dos valores de energia cinética com relação aos valores obtidos na seção Drake. Tal fato parece ter como um dos motivos, as reduções dos transportes de volume e calor observados anteriormente para essa seção.

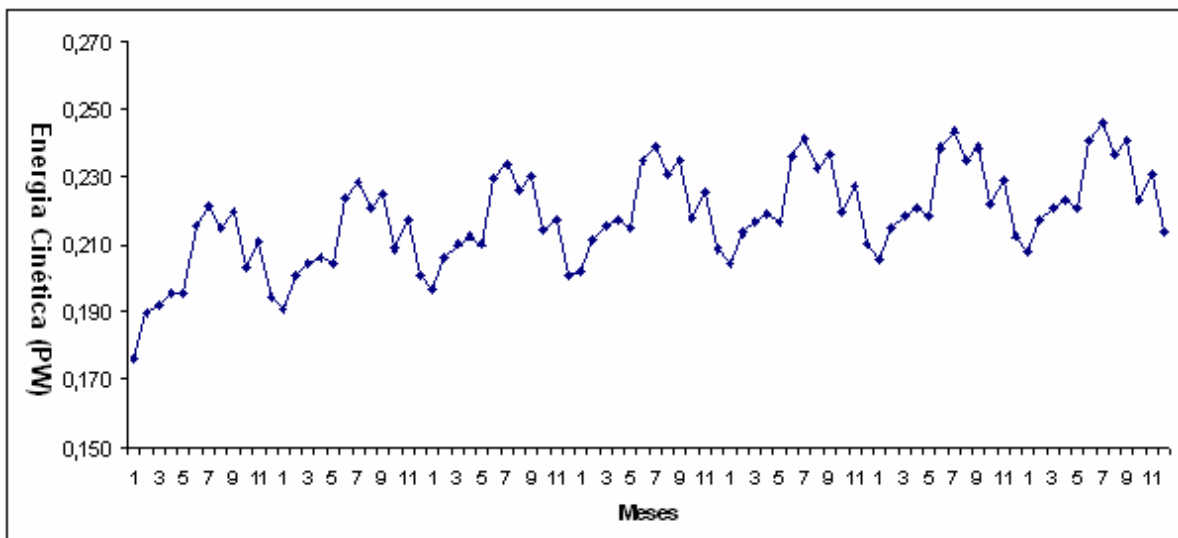


Figura 3.34 Série temporal de energia cinética na seção meridional África-Antártica.

Na seção Paralelo 32° Sul observa-se valores sempre positivos de energia cinética indicando fluxo da mesma para norte. A análise da figura 3.20 demonstra que os transportes meridionais de volume, nos níveis até 1100 metros integrados meridionalmente, nessa seção

são para norte. As maiores intensidades de velocidade estão nos níveis superficiais oceânicos associadas à própria energia transferida pela pseudotensão de cisalhamento do vento (figura 3.35). Portanto é esperado que a energia cinética integrada em toda seção possua valores positivos.

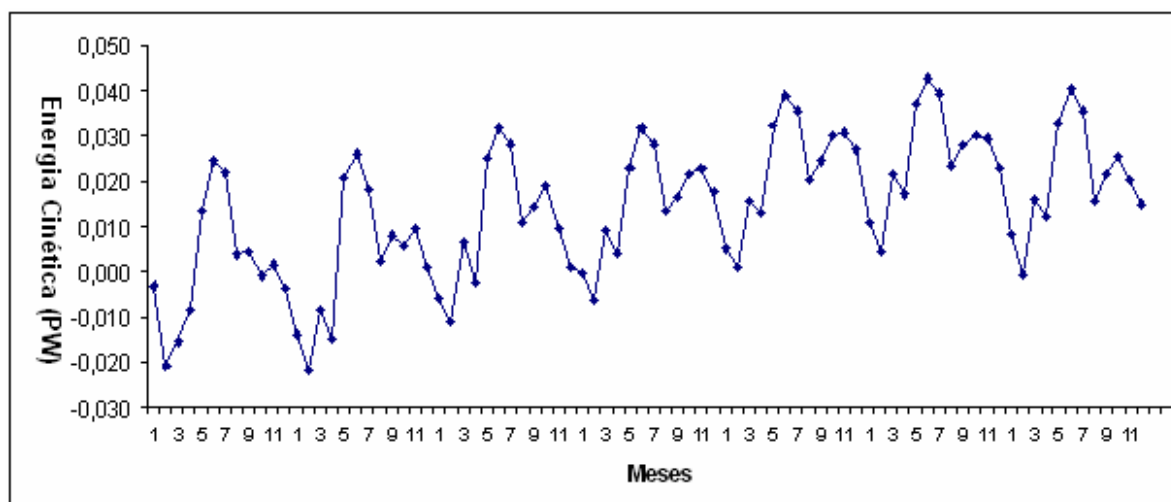


Figura 3.35 Série temporal de energia cinética na seção zonal paralelo 32 sul.

Na tabela 3.7 estão sumarizados os valores médios e de variância associadas de energia cinética em cada uma das seções monitoradas.

Tabela 3.6 Energia Cinética média integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW para todas as seções monitoradas.

Seções	Energia Cinética (variância) (PW)
Drake	0,31(±0,00015)
África – Antártica	0,21(±0,0002)
Paralelo 32° Sul	0,01(±0,00023)
Equador Atlântico	0,13 (±0,069)
55° Norte Atlântico	0,009(±0,0001)
Equador Pacífico	0,45 (±1,02)
55° Norte Pacífico	0,04 (±0,00025)
Austrália – Antártica	0,29(±0,00025)
Indonésia	0,10(±0,0031)

Na figura 3.36 estão sintetizados os valores de média e variância associada assim como os sentidos dos fluxos de energia cinética nas seções monitoradas. Pode-se notar que as regiões de maior energia estão localizadas ao longo do escoamento da CCA sendo a

seção Drake a mais energética. Pode-se observar também para a bacia do Atlântico Sul fluxos de energia meridionais com sentido norte em todas as seções.

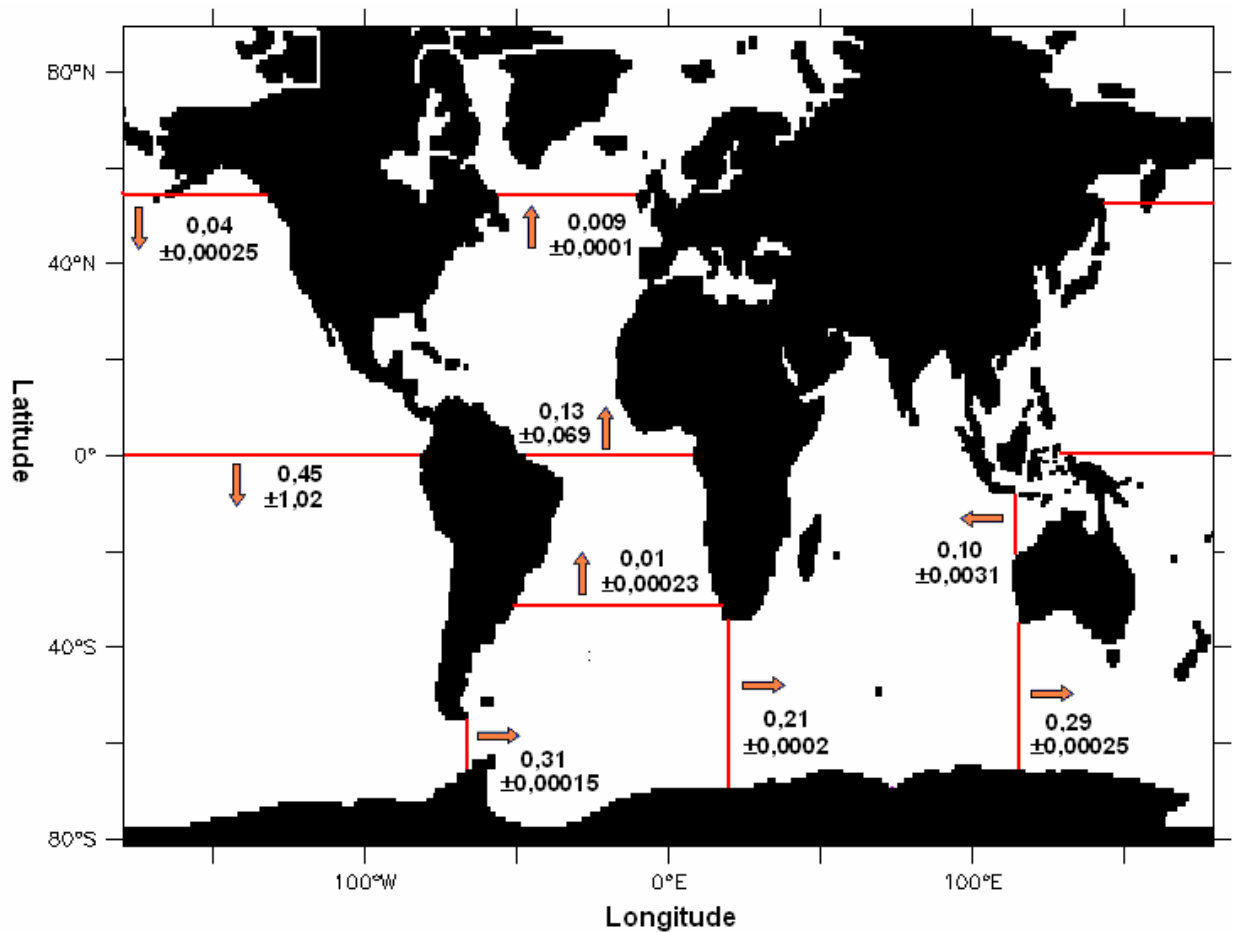


Figura 3.36 Energia cinética média integrado até o fundo oceânico e variância associada, em unidades de PW, para cada uma das seções zonais e meridionais monitoradas controle. As setas indicam o sentido do fluxo de energia.

3.2 O Controle

Nessa seção são definidos e apresentados os dados de controle que foram utilizados para as estimativas dos campos de anomalia associados aos transportes oceânicos e demais variáveis prognosticas geradas pelo modelo.

Os dados de controle são oriundos do sétimo e último ano de integração do modelo no experimento clima. Foram consideradas três classes de dados de controle. A primeira classe foi obtida a partir da média dos valores compreendidos em uma janela temporal de nove meses. Esse período é referente ao intervalo temporal de máxima energia cinética, integrada em todo o volume oceânico e estimada pelo modelo durante a integração do experimento anômalo (Anomalia). A segunda classe de dados de controle é relativa aos dados médios mensais para o mês de pico de energia cinética obtidos para o mesmo

experimento. A terceira classe envolve os dados de controle obtidos para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento. A janela temporal compreende o período compreendido entre os meses de fevereiro a outubro do segundo ano de integração (do experimento de anomalia). O mês de pico de energia cinética é julho e de máximo trabalho realizado pelo vento sobre a superfície do oceano é o mês de maio. Os gráficos referentes às séries temporais de energia cinética e de trabalho realizado pelo vento são apresentados na seção 3.3 a qual trata, especificamente, dos resultados obtidos no experimento anômalo.

A seguir serão apresentados apenas os campos espaciais relativos aos transportes de calor e massa e energia cinética para a primeira das classes de dados citadas anteriormente. Serão apresentados somente os campos relativos às seções zonais e meridionais situadas na bacia do Atlântico Sul. Além dos campos citados serão apresentados e analisados os perfis verticais de transporte integrados ao longo de cada seção até o fundo oceânico para cada uma das classes citadas.

3.2.1 O transporte de Volume

Na tabela 3.7 são apresentados os valores de transporte de volume integrados em cada uma das seções monitoradas para as três classes de dados descritas anteriormente.

Tabela 3.7 Valores de transporte de volume integrados (unidades de Sv) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais para o mês de pico de energia cinética

Seções	Média de Transporte de Volume	Transporte de Volume no pico (energia)	Transporte de Volume no pico (vento)
Drake	144,38 ($\pm 8,40$)	146	142,6
África – Antártica	-144,95 ($\pm 6,94$)	146,5	143,7
Paralelo 32° S	0,45 ($\pm 0,24$)	-0,16	-0,70
Equador Atlântico	-0,76 ($\pm 0,30$)	-0,37	-0,93
55° Norte Atlântico	-0,98 ($\pm 0,04$)	-1,41	-0,79
Equador Pacífico	-6,83 ($\pm 0,99$)	7,59	6,21
55° Norte Pacífico	-0,26 ($\pm 0,01$)	0,35	0,40
Austrália - Antártica	157,51 ($\pm 14,53$)	158,6	155,2
Indonésia	-13,35 ($\pm 0,64$)	-13,19	-12,64

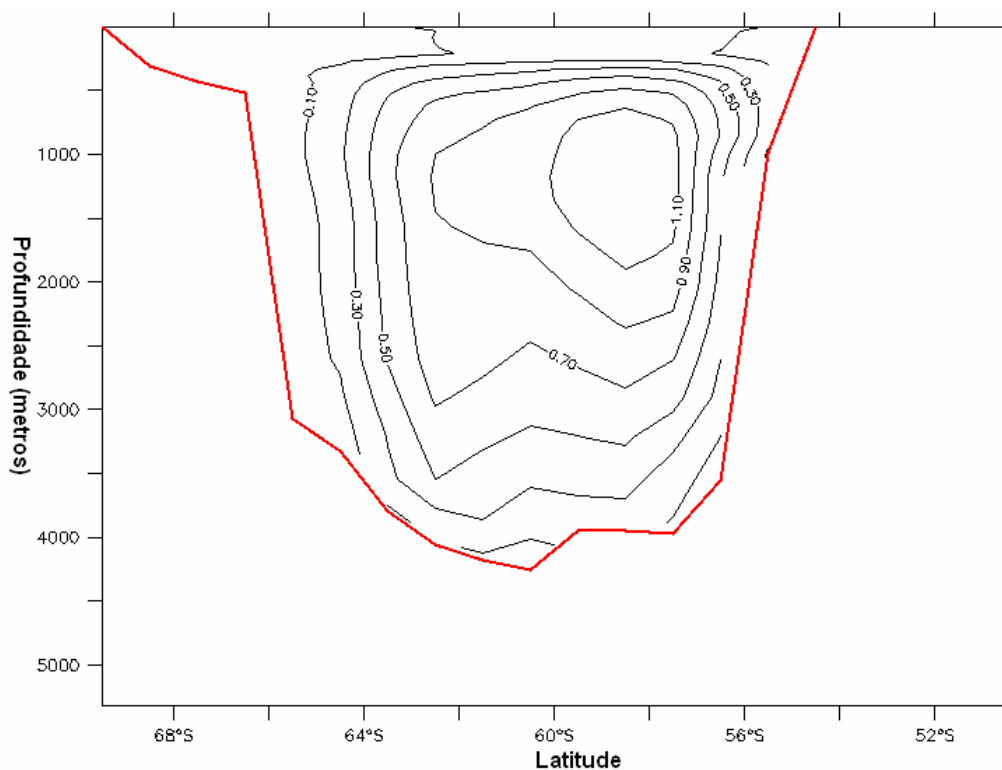


Figura 3.37 Campo de Transporte de volume médio (Sv) para a janela temporal de energia cinética máxima zonal na seção Drake.

O transporte de volume na seção Drake apresenta seu núcleo de máxima intensidade próximo à extremidade norte da passagem, centrado em aproximadamente em 58° S, entre as profundidades de 1000 a 2000 metros (figura 3.37). Os valores positivos de transporte zonal indicam que esse é realizado em quase toda a área da seção para leste.

A análise dos perfis verticais apresentados nas figuras 3.38 e 3.39 evidenciam a presença de uma diminuição do transporte de volume até a profundidade de 200 metros. Os valores máximos, obtidos para cada um dos perfis, localizam-se em aproximadamente 1000 metros de profundidade (figura 3.39). Na superfície os transportes relativos a cada um dos perfis apresentam diferenças de aproximadamente 0,15 Sv. O transporte médio para a janela apresenta a maior intensidade (1,35 Sv).

Apesar de estarem visualmente coincidentes em diversas profundidades na figura 3.37, são nos níveis de profundidade próximos aos 1000 metros, onde se encontram as maiores diferenças entre os três perfis (3.39). Na figura 3.40 é apresentada uma ampliação dos perfis verticais para o intervalo de profundidade entre 500 e 1500 metros. As maiores diferenças entre os três perfis são da ordem de 0,12 Sv.

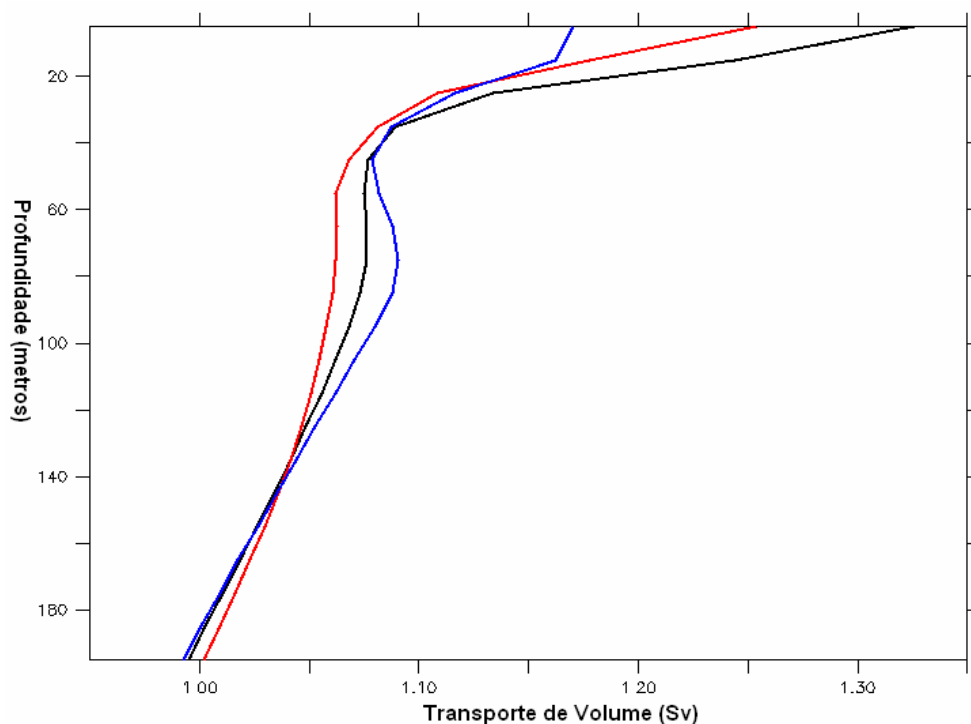


Figura 3.38 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

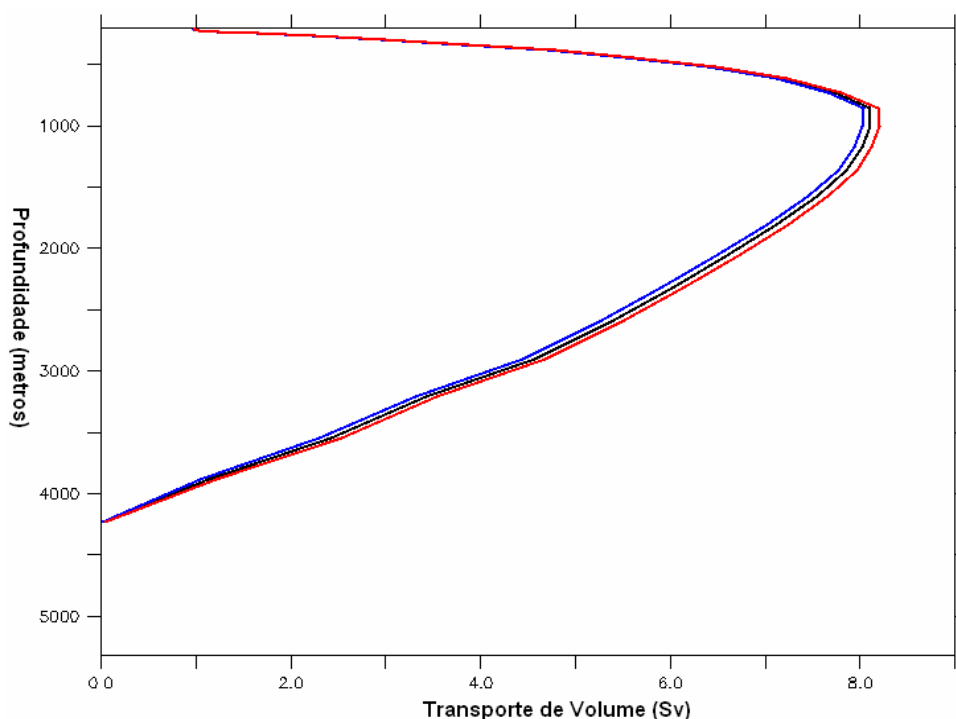


Figura 3.39 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

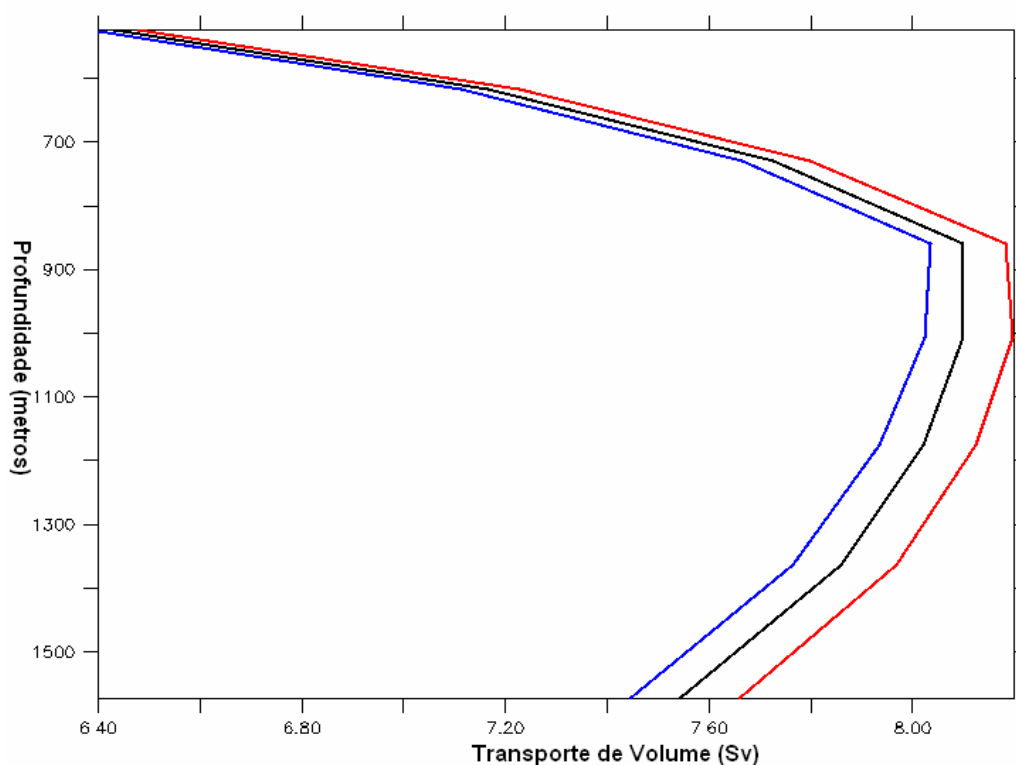


Figura 3.40 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrados na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical ampliado de 500 metros até 1500 metros de profundidade.

Na seção África – Antártica, observa-se claramente o transporte de volume associado a CCA localizado entre as latitudes aproximadas de 42° S e 64° S da superfície até o fundo oceânico (Figura 3.41). O núcleo de máxima intensidade localiza-se entre as profundidades de 1000 a 2000 metros aproximadamente. Outra feição dinâmica característica dessa região é o transporte de volume zonal para oeste (entrando na bacia do Atlântico Sul) associado à CA. Esse transporte fica compreendido entre o continente africano e a latitude aproximada de 40° S e se estende na vertical da superfície até a profundidade aproximada de 2000 metros. Junto ao continente africano, em grandes profundidades é possível observar transporte com sentido oeste. Na figura 3.41 observa-se também um intenso transporte para oeste, junto à Antártica, com núcleo de máxima intensidade localizado entre as profundidades de 1500 a 3000 metros.

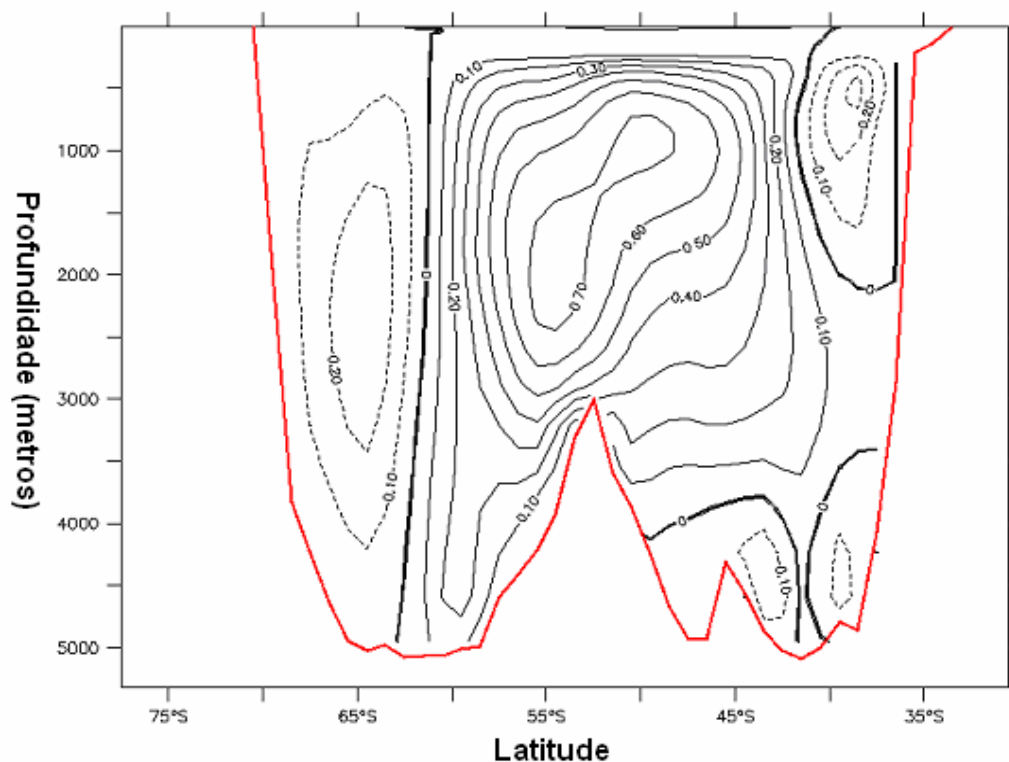


Figura 3.41 campo de transporte de volume zonal médio para a janela de energia cinética máxima na seção África – Antártica.

Os perfis de transporte zonais integrados meridionalmente, para as três classes de dados, apresentam-se em sua quase totalidade com valores positivos (figura 3.43) para os níveis compreendidos entre 200 e 5500 metros de profundidade. Tal fato indica um domínio do transporte associado à CCA nessa seção. Para os primeiros 200 metros observa-se valores mais intensos em superfície relativamente aos encontrados na seção Drake (figura 3.42). Na figura 3.43 observa-se uma pequena reversão do transporte integrado nos últimos 1000 metros de profundidade o que parece estar associado ao escoamento para oeste relativamente intenso encontrado junto ao fundo ao lado do continente africano.

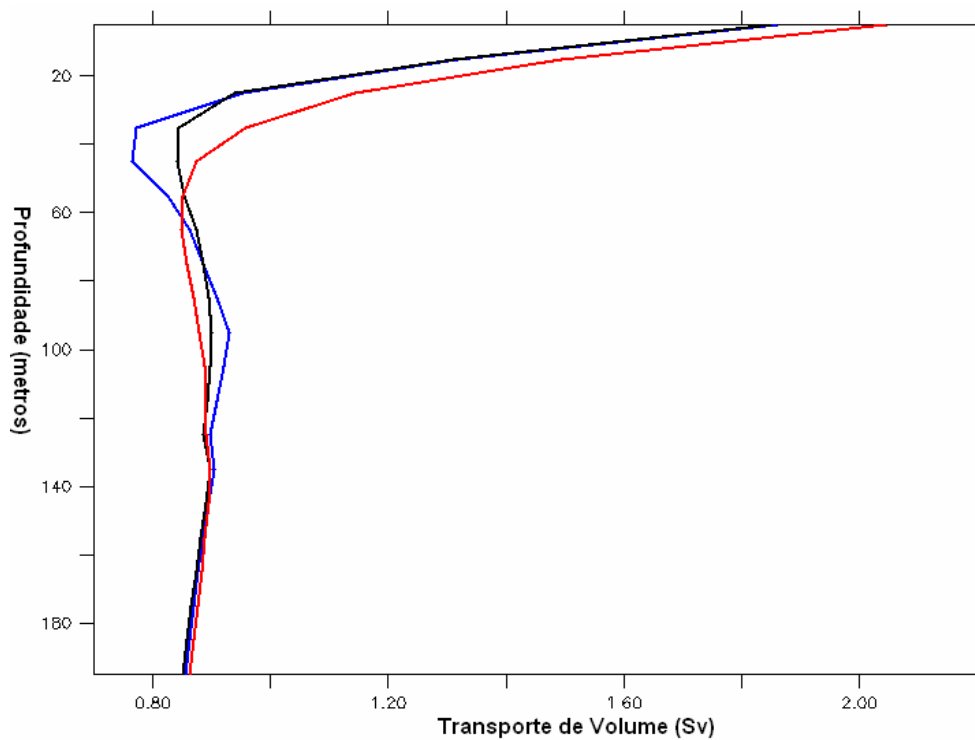


Figura 3.42 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

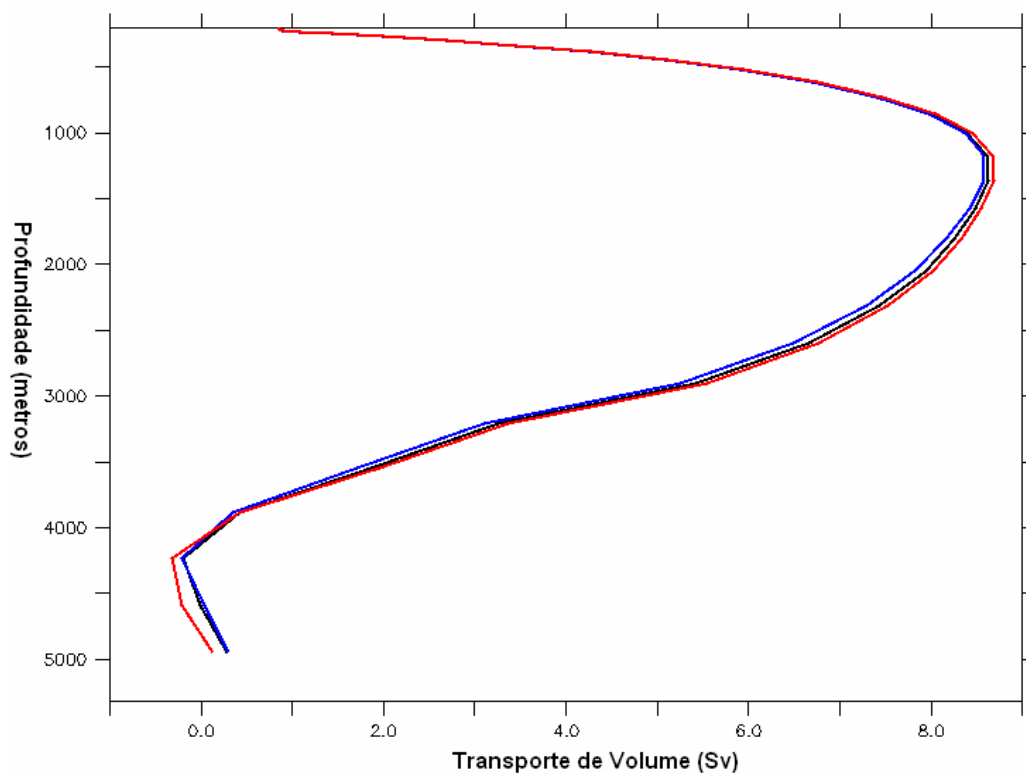


Figura 3.43 Perfis verticais de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de vertical 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

Na seção Paralelo 32° Sul observa-se a presença de transportes de volume meridionais para sul junto à América do Sul tanto em superfície quanto em regiões profundas e de fundo (figura 3.44). Um núcleo de máxima intensidade de transporte para sul pode ser observado nos níveis de profundidade compreendidos entre 2500 e 3000 metros. Regiões apresentando transporte de volume para sul, também são encontradas de 2000 a 4000 metros de profundidade junto ao continente africano. Núcleos de transporte de volume meridional positivos (para norte) podem ser observado junto ao fundo em 30° W, entre as profundidades de 2000 e 3000 metros em 0° E e na profundidade de 500 metros em 10° W. Nos primeiros 200 metros de profundidade pode-se observar transportes de volume para sul junto à América do Sul e para norte junto à África (figura 3.45). Esses transportes parecem estar associados a dois dos escoamentos associados ao giro subtropical do Atlântico Sul: a CB fluindo para sul e a CBE fluindo para norte. Em regiões centrais da bacia oceânica podem ser observados núcleos menos intensos de transporte para sul.

Os perfis verticais apresentam valores positivos de transporte de volume meridional integrado zonalmente na seção para os primeiros 200 metros de profundidade (figura 3.46).

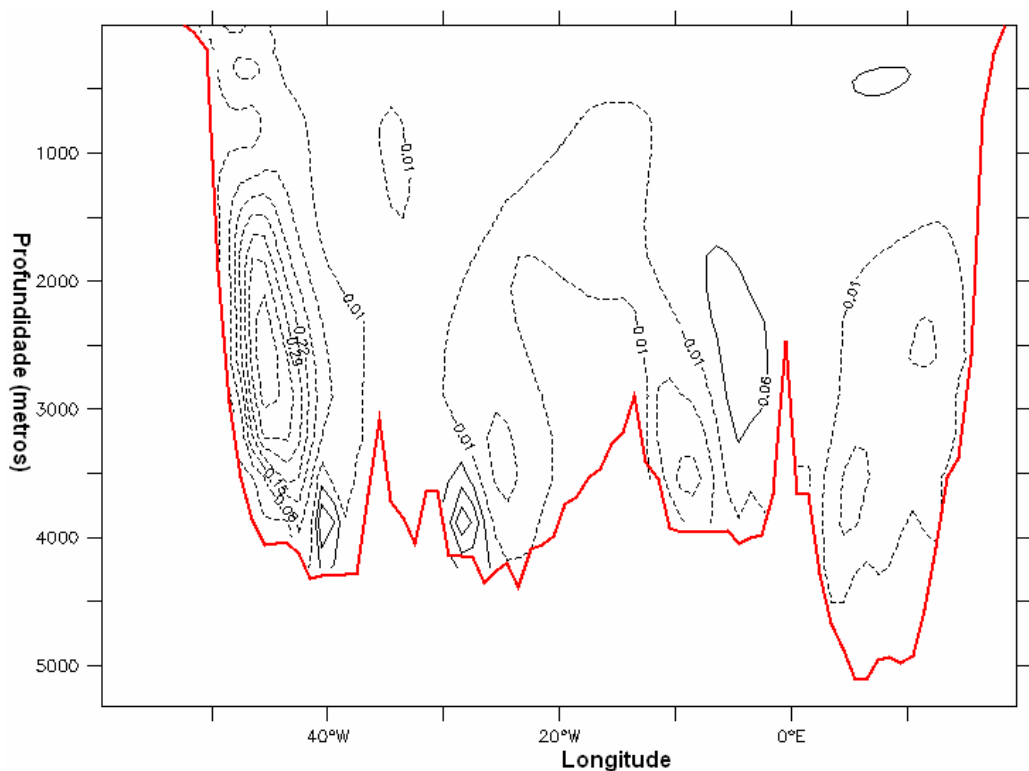


Figura 3.44 Campo de transporte de volume meridional médio para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul.

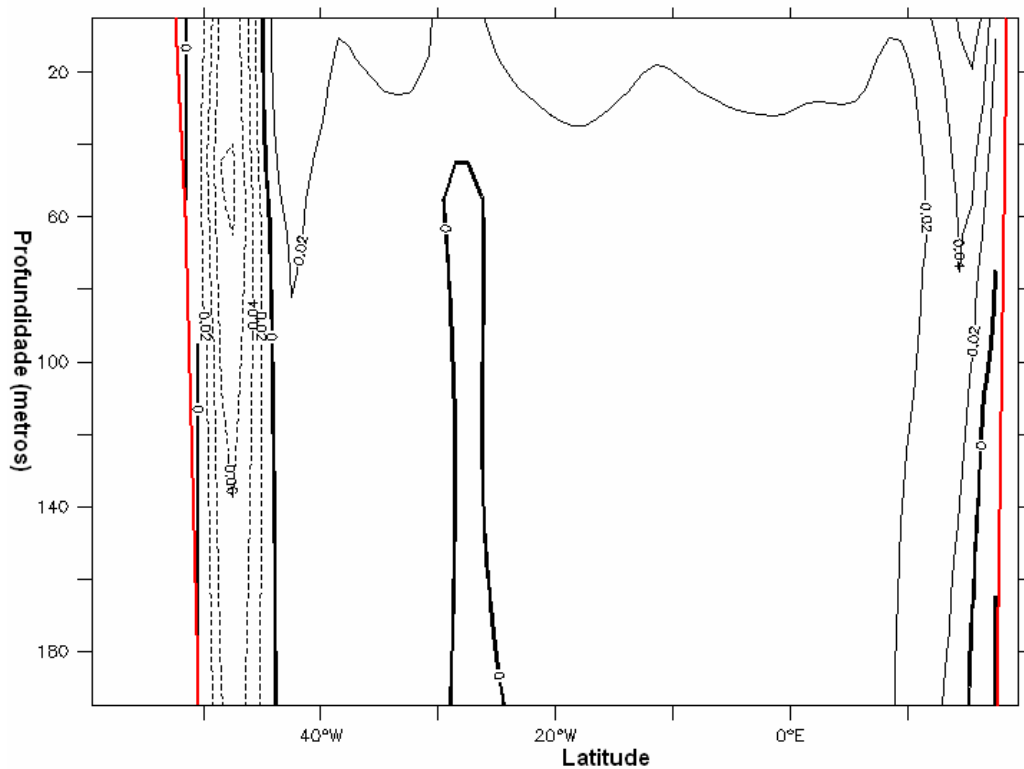


Figura 3.45 Campo de transporte de volume meridional médio para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

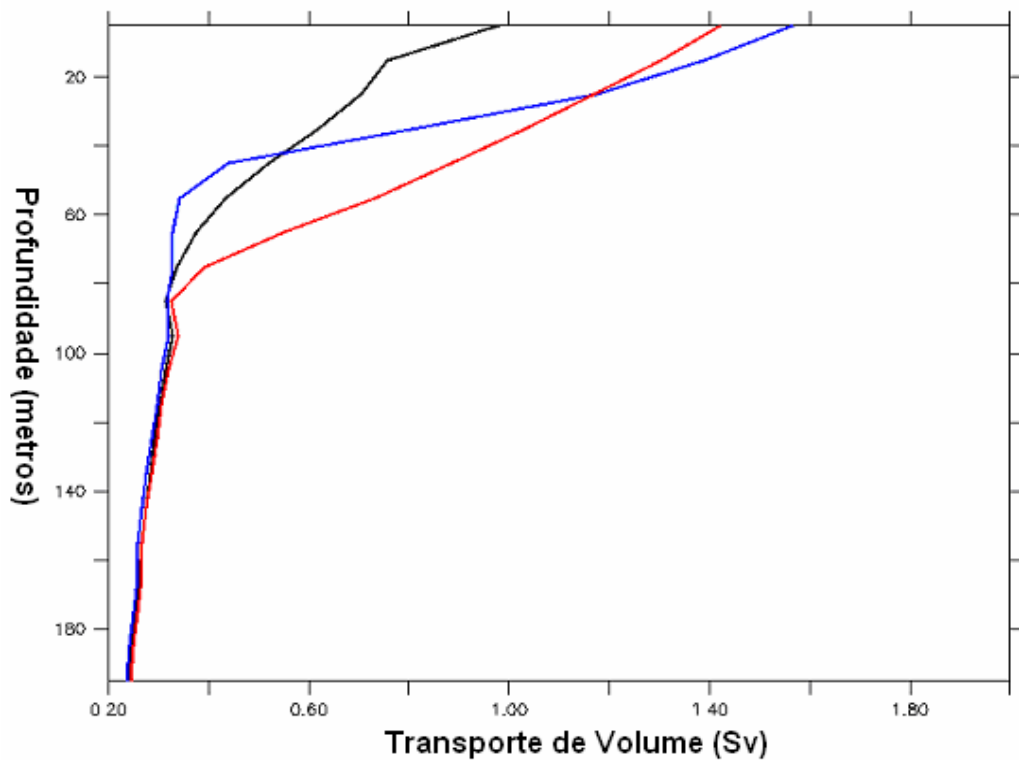


Figura 3.46 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

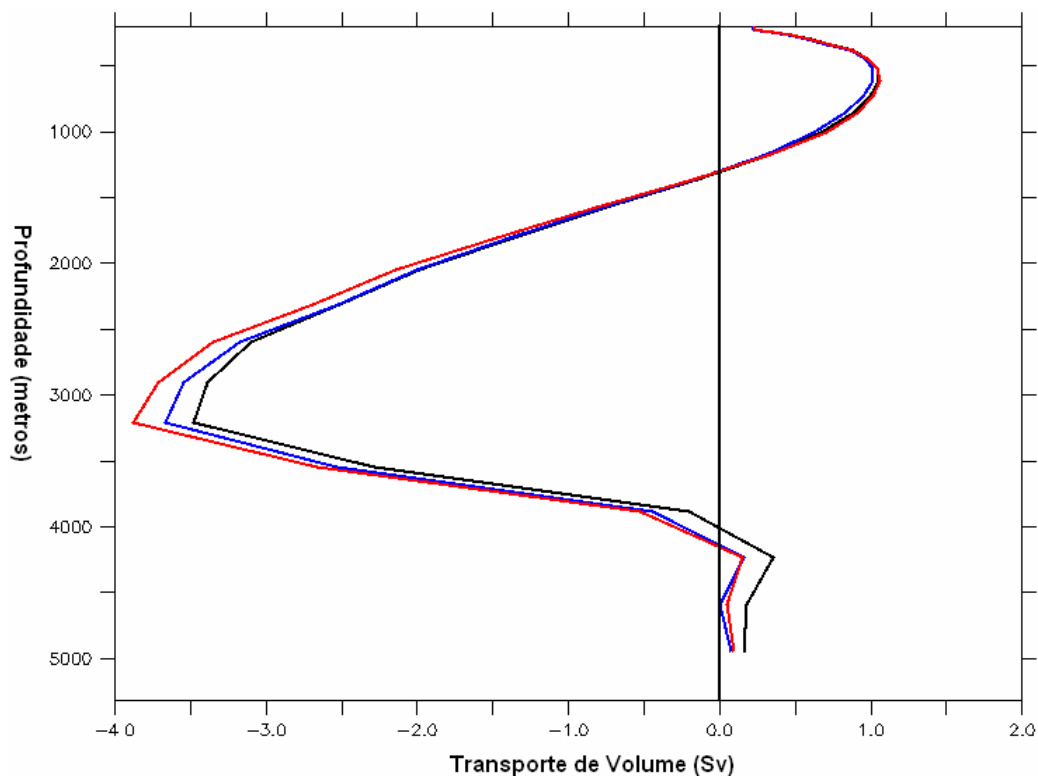


Figura 3.47 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

Os perfis verticais referentes aos níveis de profundidade entre 200 metros e o fundo oceânico apresentam transportes de volume meridionais para norte nas camadas superiores de 200 a 1500 metros. Nos níveis compreendidos entre 1500 e 4000 metros de profundidade o transporte meridional é para sul atingindo seu máximo em aproximadamente 3000 metros. De 4000 metros até o fundo oceânico o transporte de volume meridional integrado ao longo da seção é para norte (figura 3.47).

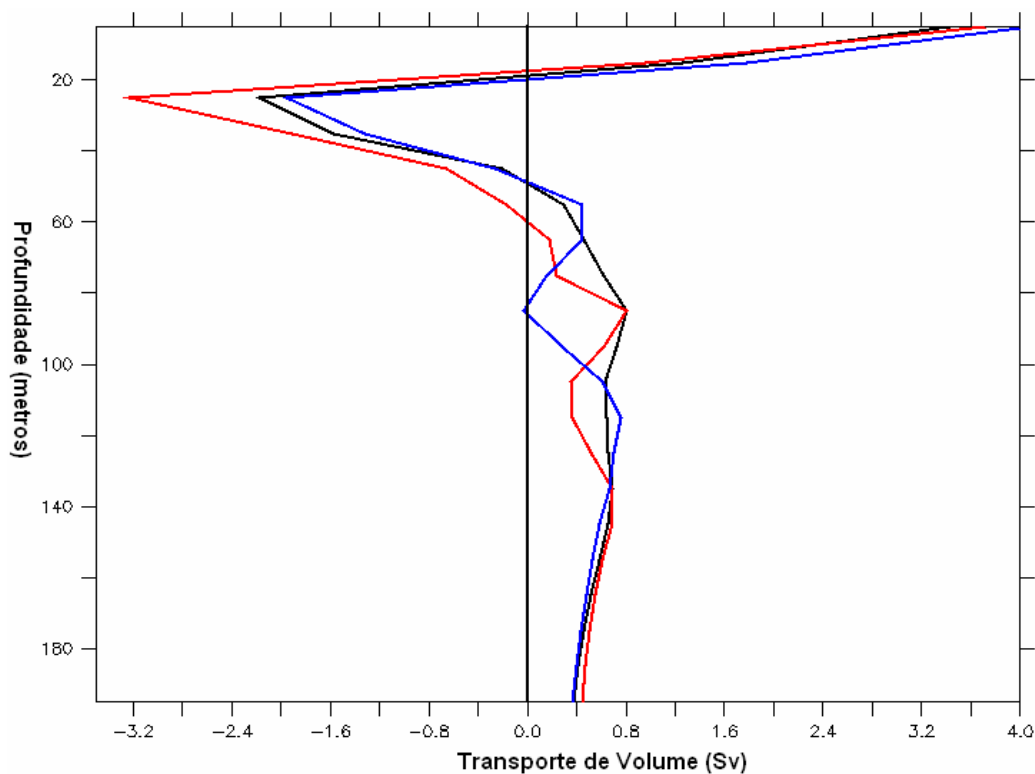


Figura 3.48 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

Os perfis verticais referentes à seção Equador Atlântico apresentam, para os primeiros 200 metros de profundidade, em sua maior parte valores positivos indicando transporte de volume meridional para norte (figura 3.48). Observa-se, no entanto, que os níveis compreendidos entre 20 e 60 metros apresentam valores intensamente negativos indicando transporte meridional para sul. Para o restante da coluna d'água pode-se observar comportamento semelhante ao encontrado na seção Paralelo 32° Sul porém com maior variabilidade em profundidade. Nota-se na figura 3.49 que o transporte possui sentido norte de 200 até 1500 metros de profundidade, para sul entre 1500 e 4000 metros e para norte entre 4000 metros e o fundo oceânico.

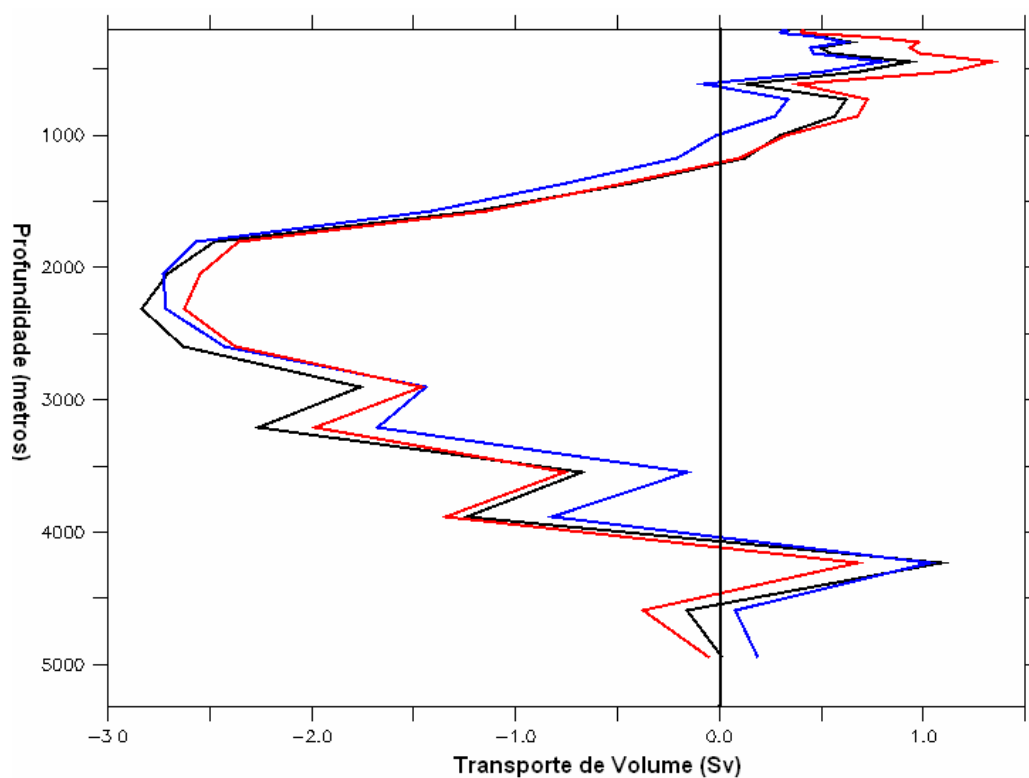


Figura 3.49 Perfis verticais de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

3.2.2 O transporte de calor

Na tabela 3.8 são apresentados os valores de transporte de calor integrados em cada uma das seções monitoradas para as três classes de dados descritas anteriormente.

Tabela 3.8 Valores de transporte de calor integrados (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais para o mês de pico de energia cinética

Seções	Média de Transporte de Calor (Janela)	Transporte de Volume no pico (energia)	Transporte de Volume no pico (vento)
Drake	-1,53 ($\pm 0,0003$)	1,52	1,55
África – Antártica	-0,99 ($\pm 0,0071$)	1,04	1,07
Paralelo 32° S	-0,68 ($\pm 0,023$)	0,83	0,80
Equador Atlântico	-0,298 ($\pm 1,068$)	-0,33	1,38
55° Norte Atlântico	-0,527 ($\pm 0,00009$)	0,52	0,54
Equador Pacífico	-0,678 ($\pm 1,323$)	-1,35	0,51
55° Norte Pacífico	-0,048 ($\pm 0,00014$)	0,05	0,06
Austrália - Antártica	2,05 ($\pm 0,0036$)	2,13	2,09
Indonésia	-1,27 ($\pm 0,032$)	-1,46	-1,2

O transporte de calor zonal na seção Drake tem, assim como o transporte de volume, sentido leste em quase toda a área da seção. Esse transporte é distribuído assimetricamente na passagem tendo seu núcleo de máxima intensidade localizado junto à extremidade norte da mesma. Valores mais intensos de transporte de calor podem ser observados entre as profundidades aproximadas de 1000 a 1500 metros (figura 3.50).

Os perfis verticais referentes as três classes descritas anteriormente apresentam um pequeno decréscimo com o aumento da profundidade até 200 metros (figura 3.50). Os valores máximos de transporte de calor são obtidos para a profundidade aproximada de 600 metros. A partir dessa profundidade o transporte de calor zonal decai gradativamente até o fundo oceânico (figura 3.51). Observa-se, novamente uma quase total coincidência dos perfis verticais na figura 3.52. Na figura 3.53 é apresentado um detalhamento dos perfis obtidos para o intervalo de profundidade entre 400 e 1000 metros. Observa-se uma diferença de aproximadamente 0,15 Sv entre as curvas de pico de trabalho realizado pelo vento e média da janela temporal e dessa para a de pico de energia cinética.

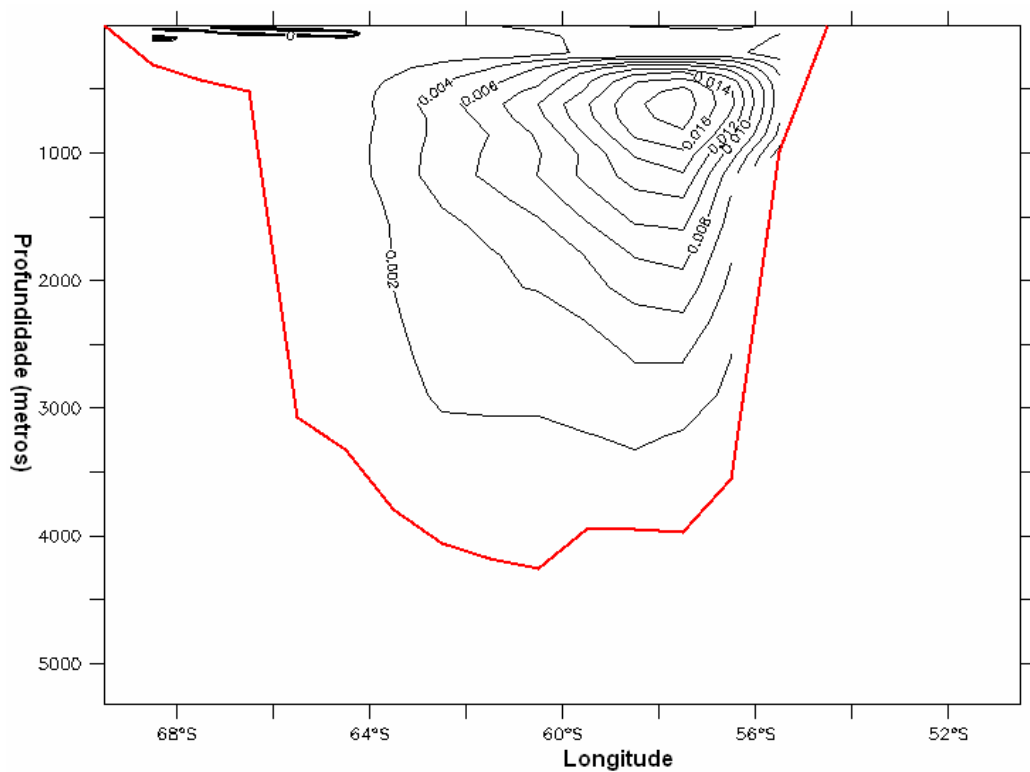


Figura 3.50 Campo de transporte de calor zonal médio (unidades de PW) para a janela de energia cinética máxima na seção Drake.

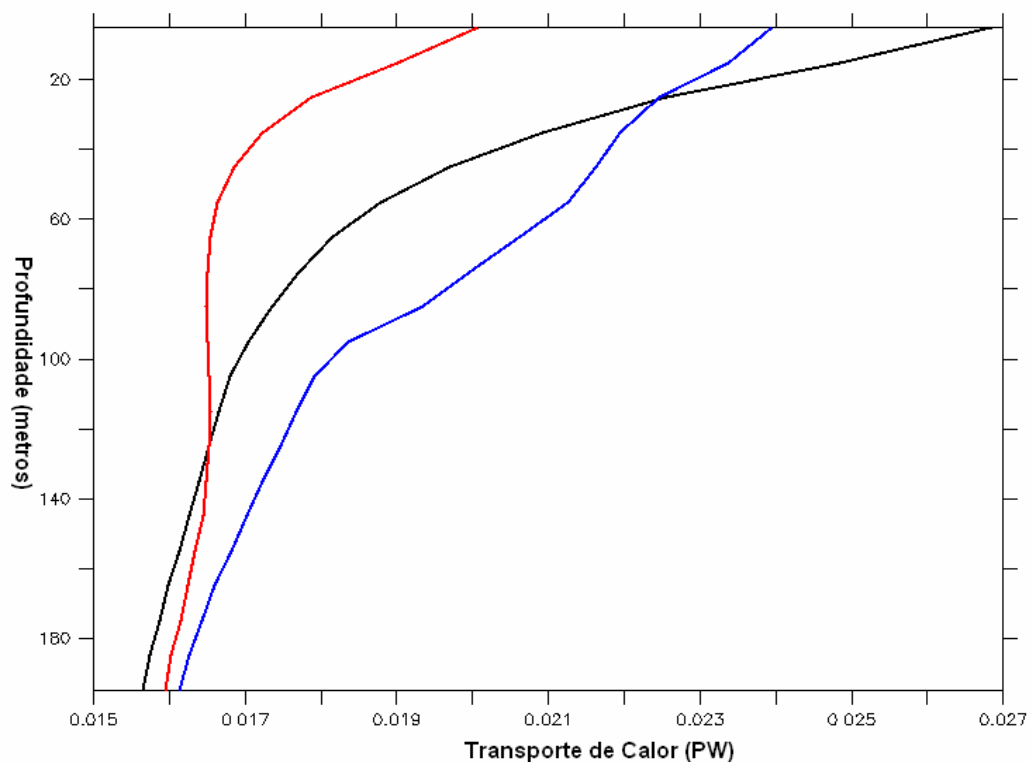


Figura 3.51 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

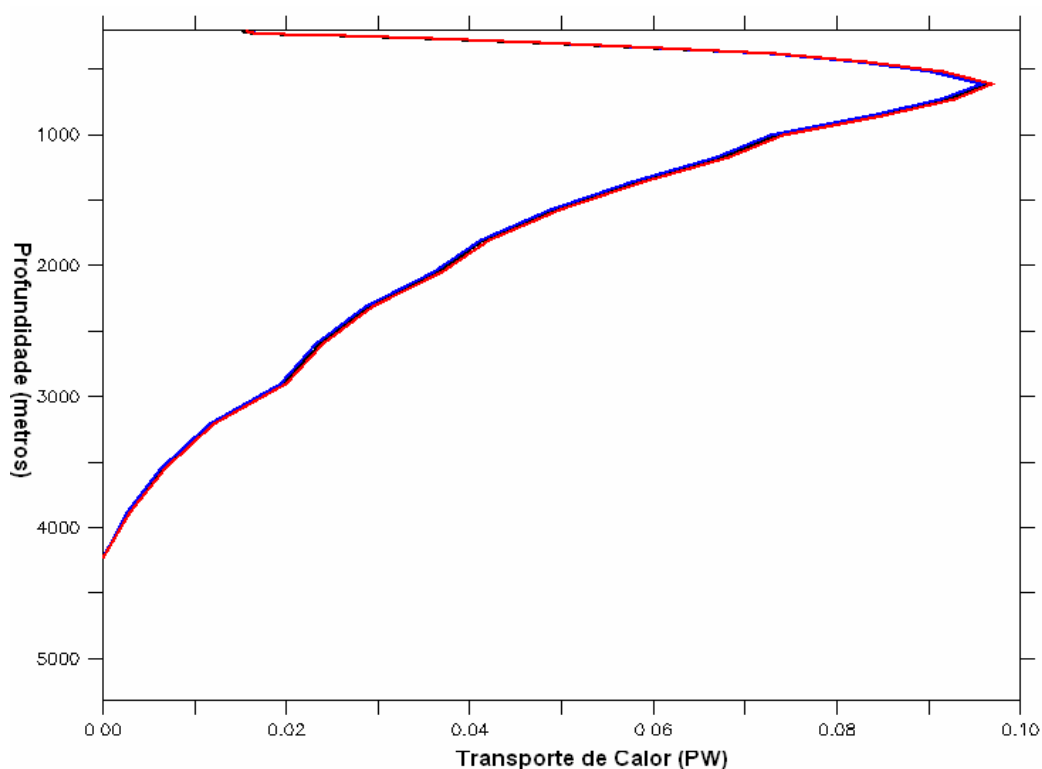


Figura 3.52 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

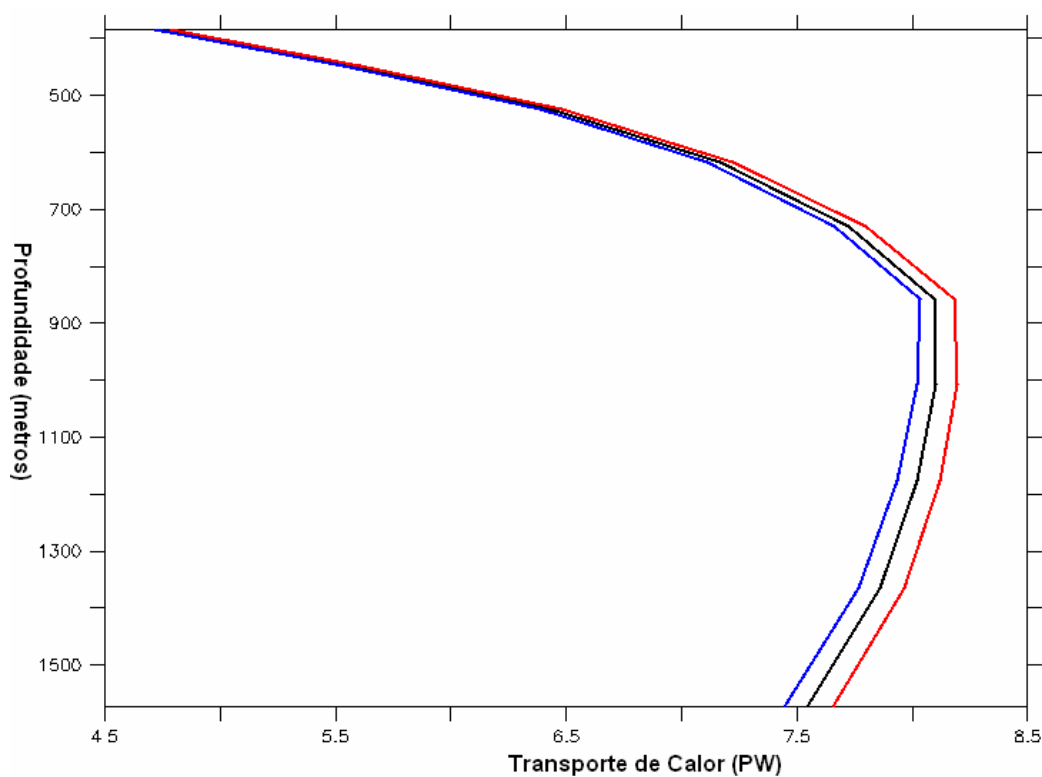


Figura 3.53 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical ampliado de 400 até 1500 metros de profundidade.

Na seção África – Antártica é possível observar claramente, até a profundidade aproximada de 3000 metros, os transportes de calor associados à CCA e à CA (figura 3.54). Assim como o transporte de volume, os valores negativos indicam transporte de calor zonal para oeste e valores positivos para leste.

Os perfis verticais de transporte de calor zonal meridionalmente integrado na seção apresentam valores positivos em quase toda a coluna d'água exceto na camada de fundo abaixo dos 4000 metros (figuras 3.55 e 3.56). A presença de valores negativos indica transporte de calor para oeste. O transporte de calor negativo obtido no fundo parece estar diretamente relacionado ao transporte de volume apresentado anteriormente para essa seção. Os valores mais intensos de transporte foram obtidos para a profundidade aproximada de 1000 metros (figura 3.54).

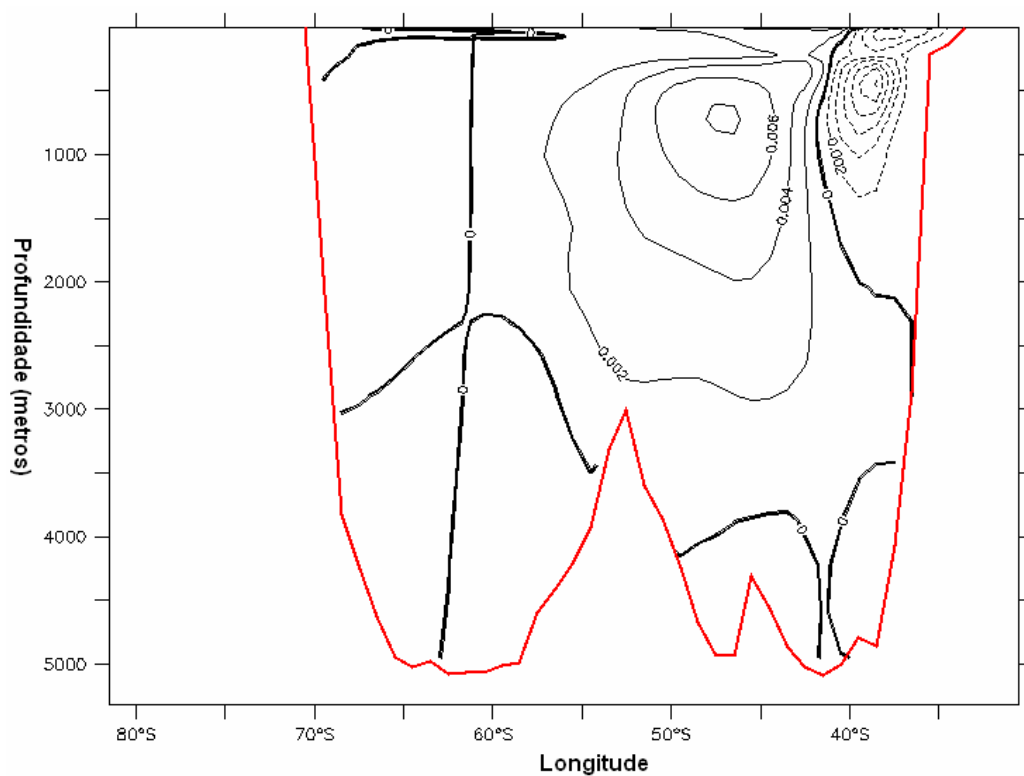


Figura 3.54 Campo de transporte de calor zonal médio (unidades de PW) para a janela de energia cinética máxima na seção África – Antártica.

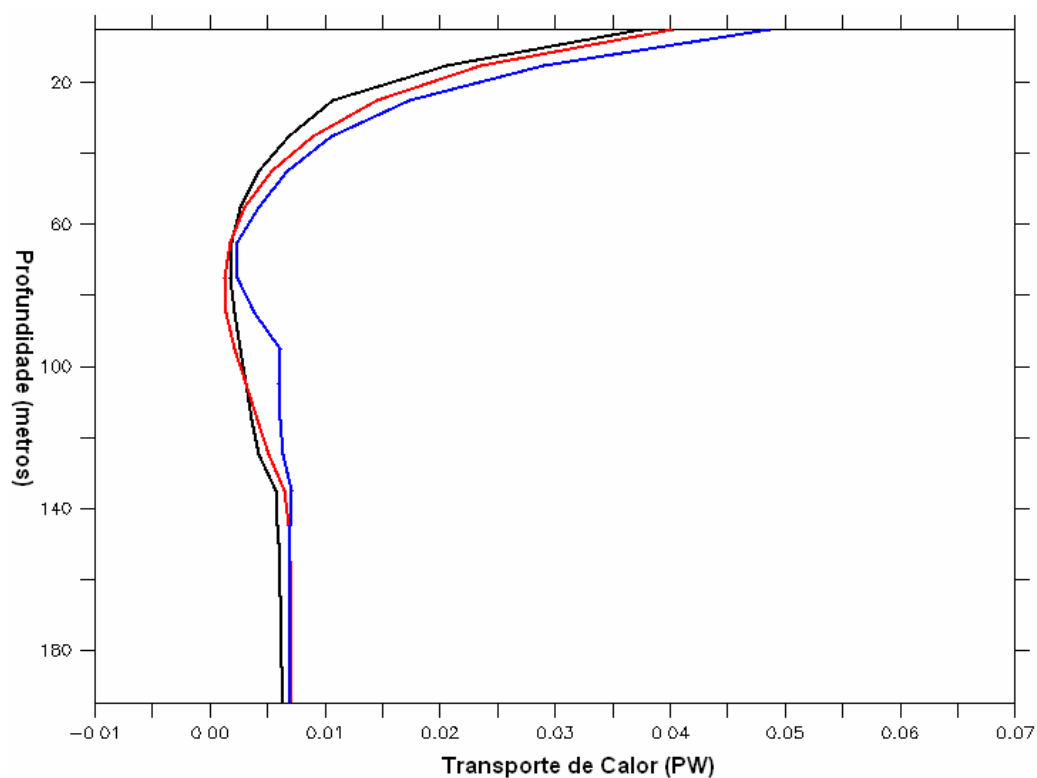


Figura 3.55 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

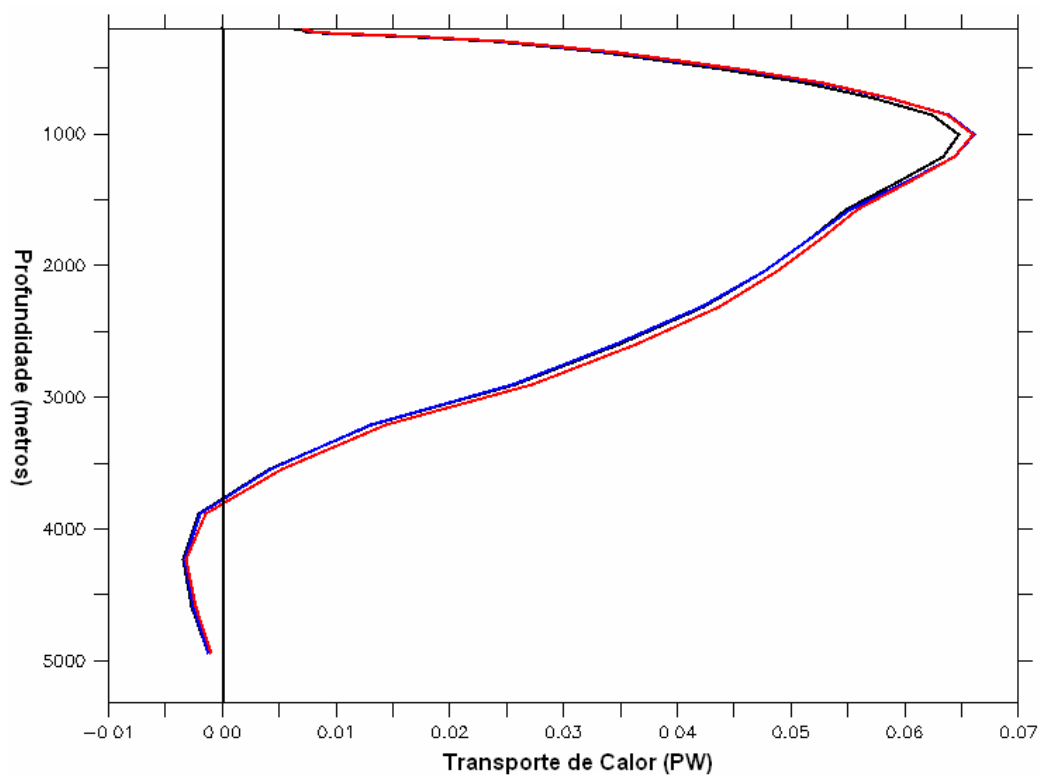


Figura 3.56 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

Na seção paralelo 32° Sul, observa-se junto à América do Sul, entre 1500 e 3000 metros um núcleo de transporte de calor negativo. Esse núcleo parece estar diretamente relacionado ao escoamento da APAN. Nos primeiros 500 metros de profundidade pode-se observar valores negativos indicando transportes superficiais para sul (figura 3.57). Na mesma profundidade, na região adjacente ao continente africano, nota-se a presença de valores positivos de transporte de calor meridional. Os transportes de calor meridionais superficiais podem ser vistos com maior detalhamento na figura 3.58.

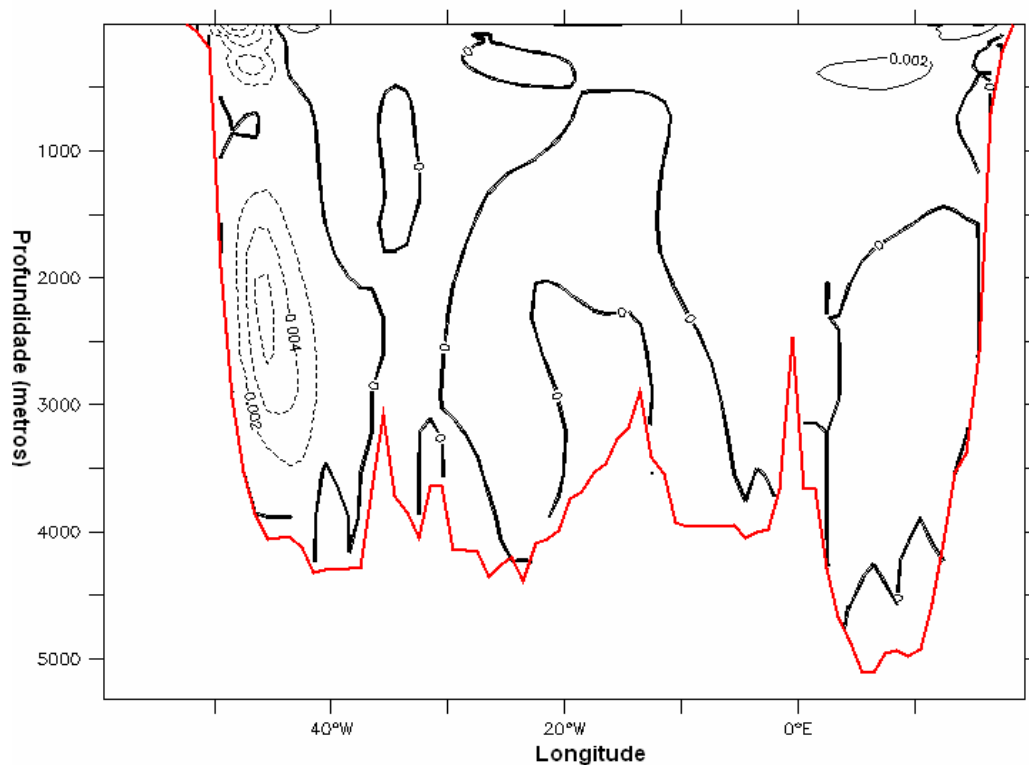


Figura 3.57 Campo de transporte de calor meridional médio (unidades de PW) para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul.

Os perfis verticais de transporte de calor são apresentados nas figuras 3.59 e 3.60. Observa-se a presença de valores positivos até a profundidade de 1500 metros e negativos de 1500 até 4000 metros. Nas camadas de fundo abaixo de 4000 metros novamente o mesmo padrão obtido para o transporte de volume ocorre com a presença de transportes de calor para norte. Os valores mais intensos de transporte foram obtidos para profundidade de 2500 metros e têm sentido sul. Os perfis de transporte de calor apresentam o mesmo padrão de dos perfis referentes aos transportes de volume nessa seção. Os transportes de volume e calor meridionais, para os primeiros 1500 metros, com sentido norte nessa seção estão associados a um processo de compensação à exportação de calor e volume, em níveis profundos, da APAN para as bacias do Pacífico e Índico (Boddem & Schlitzer, 1995,

Rintoul, 1991, Gordon et al., 1992). Esse mecanismo de compensação pode ser realizado de duas formas. Pela intrusão de águas de níveis intermediários e superficiais oriundas do Índico ou pela intrusão de águas intermediárias no Atlântico Sul via CCA (Boddem & Schlitzer, 1995). A seção Equador Atlântico apresenta comportamento semelhante ao encontrado na seção Paralelo 32° Sul, porém com maior variabilidade do transporte meridional na vertical (Figura 3.61). Em superfície, ocorre uma brusca inversão do transporte de calor de norte para sul em 20 metros de profundidade como já havia sido observado para o mesmo perfil de transporte de volume (figura 3.62). Tal fato pode estar associado à inclusão nessa seção do escoamento da Corrente Norte do Brasil (CNB) a qual junto à costa norte brasileira apresenta-se bastante energético e com a formação de meandros e vórtices.

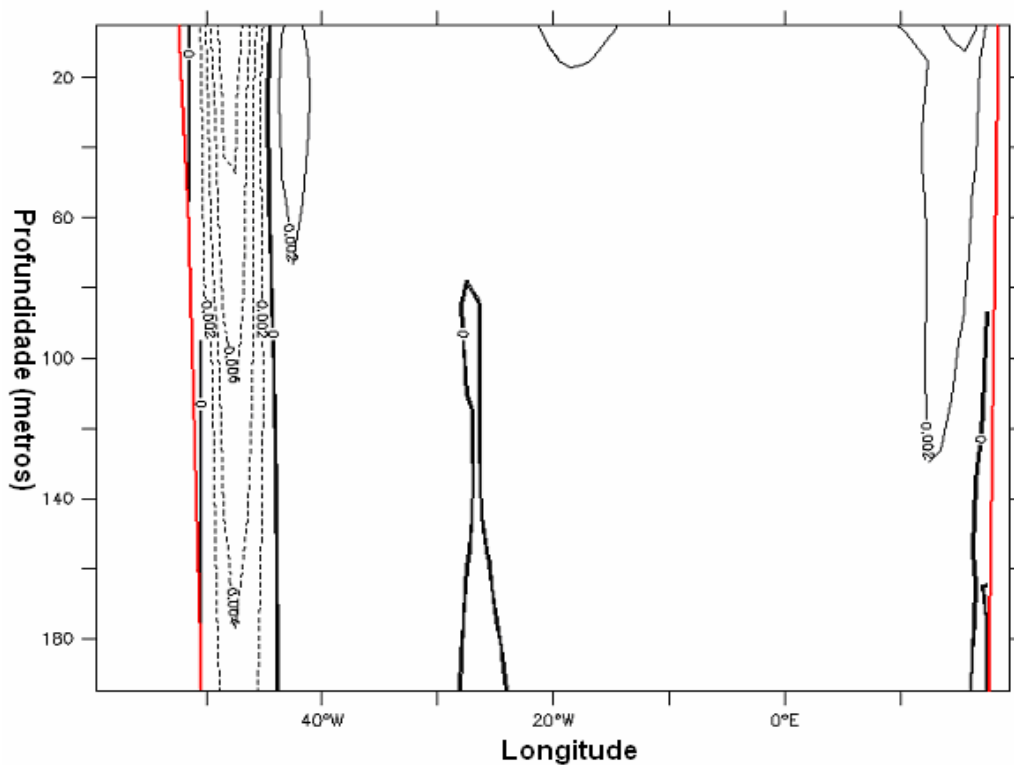


Figura 3.58 Campo de transporte de calor meridional médio para a janela de energia cinética máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

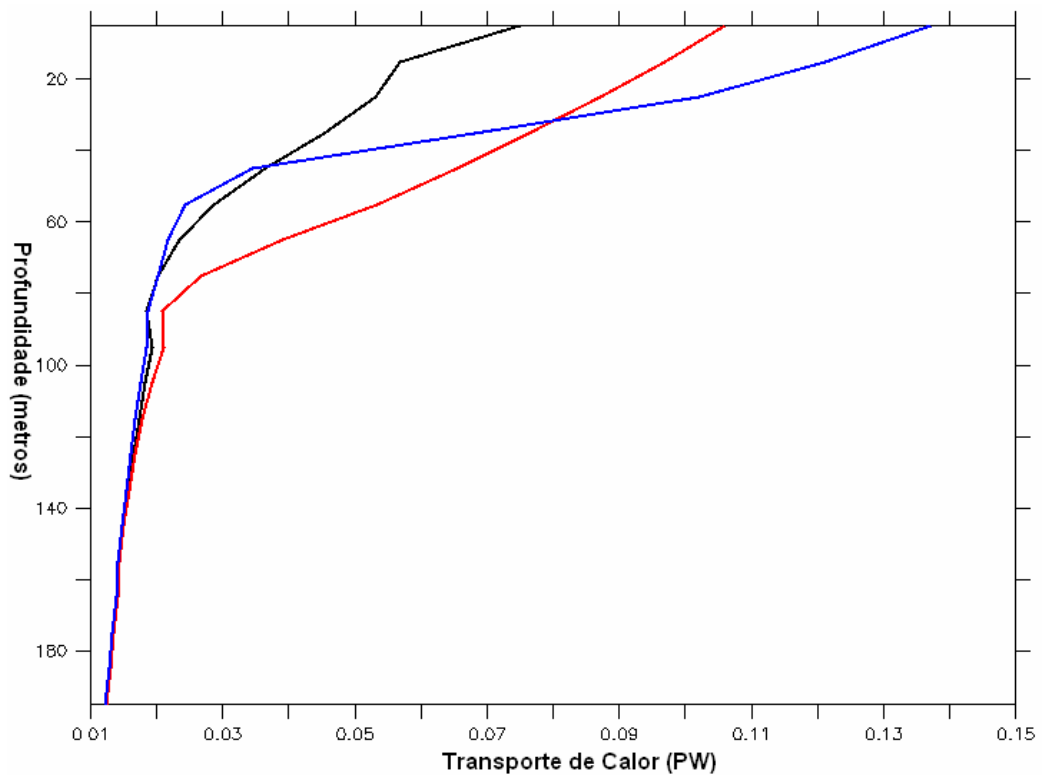


Figura 3.59 Perfis verticais de transporte calor zonal meridionalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

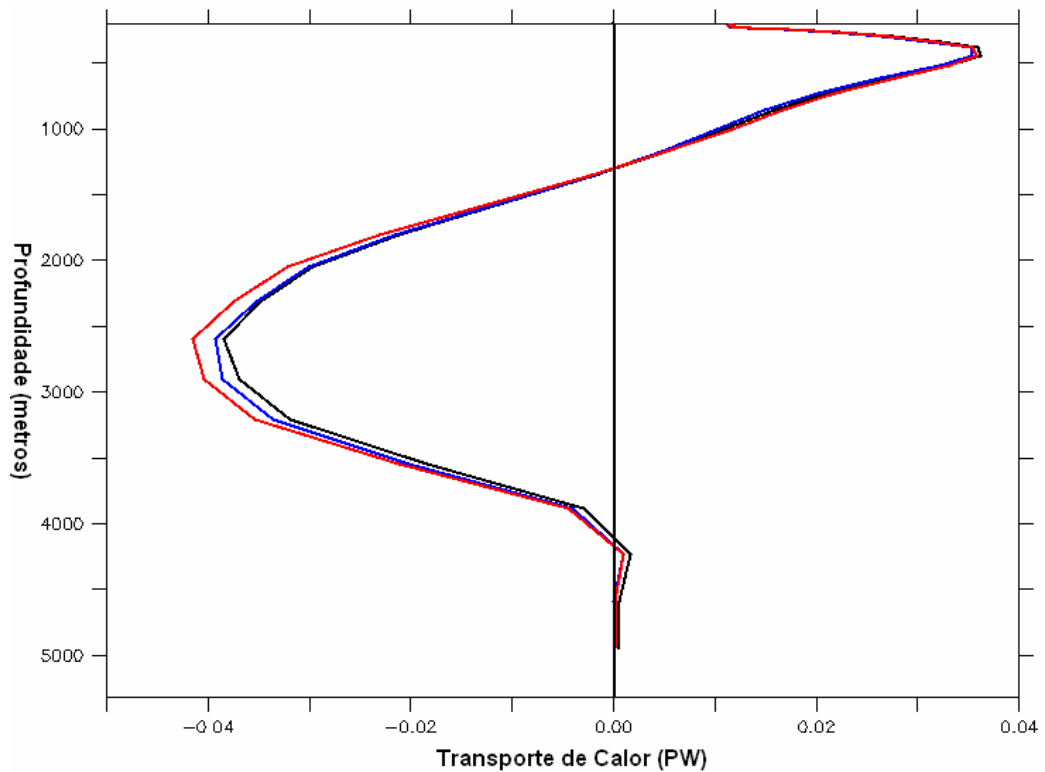


Figura 3.60 Perfis verticais de transporte calor meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

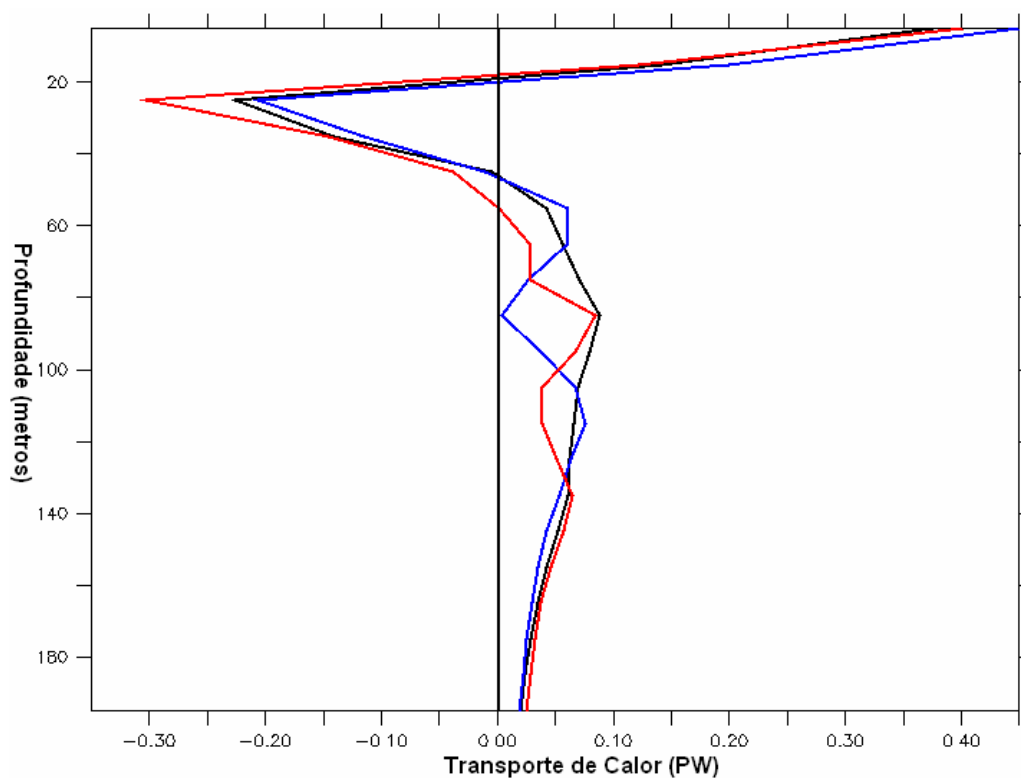


Figura 3.61 Perfis verticais de transporte calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

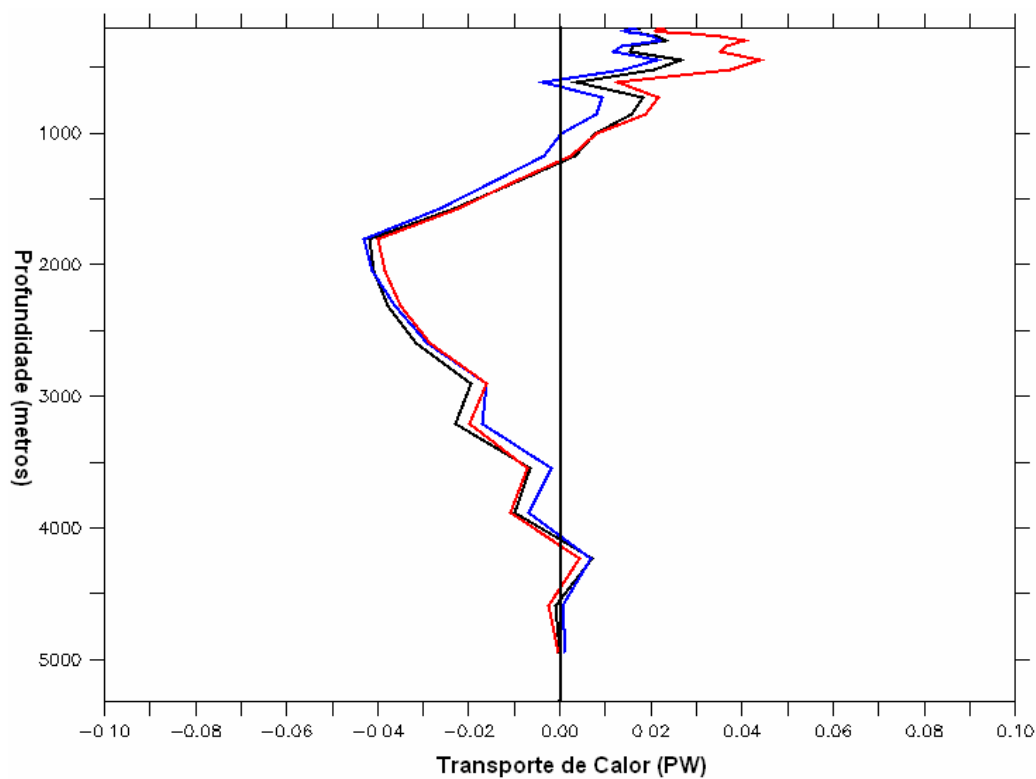


Figura 3.62 Perfis verticais de transporte calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros de profundidade até o fundo oceânico.

3.2.3 A energia cinética

Os maiores valores de energia cinética integrada em toda a coluna d'água são encontrados na seção Equador Pacífico, na seção Drake e nas demais seções meridionais na região dominada pelo escoamento da CCA (tabela 3.9). Os valores positivos indicam que a energia está sendo advectada para leste nas seções meridionais e para norte nas seções zonais. A seção África - Antártica é a que apresenta os menores valores, comparativamente, as outras duas seções meridionais (Austrália – Antártica e Drake). Tal fato pode estar associado à presença, nessa região, do forte escoamento da CA.

As seções Paralelo 32° Sul e Equador Atlântico apresentam valores positivos de energia cinética indicando fluxo líquido dessa propriedade para norte. Na seção Equador Pacífico foi estimado um valor negativo de energia cinética indicando fluxo líquido dessa propriedade para sul nessa seção (tabela 3.9).

Tabela 3.9 Valores de energia cinética integrada (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais para o mês de pico de energia cinética

Seções	Média de Energia Cinética (PW)	Energia Cinética no pico (energia)	Energia cinética no pico (vento)
Drake	0,3163 ($\pm 0,0001$)	0,32	0,30
África – Antártica	0,23 ($\pm 0,0002$)	0,22	0,22
Paralelo 32° S	0,0271 ($\pm 0,0001$)	0,04	0,03
Equador Atlântico	0,1957 ($\pm 0,089$)	0,27	0,25
55° Norte Atlântico	0,0221 ($\pm 0,000004$)	0,023	0,025
Equador Pacífico	-1,12 ($\pm 0,65$)	-0,57	-1,77
55° Norte Pacífico	-0,012 ($\pm 0,00002$)	-0,01	-0,01
Austrália - Antártica	0,29 ($\pm 0,00006$)	0,30	0,30
Indonésia	-0,11 ($\pm 0,002$)	-0,08	-0,001

Para todos os perfis verticais é possível observar os valores mais intensos de energia cinética nas camadas superficiais. Esse fato está, obviamente, relacionado às maiores

velocidades encontradas em regiões superficiais relativamente às regiões mais profundas. Os perfis verticais referentes à seção Drake demonstram a presença de valores positivos em toda a coluna d'água (figuras 3.63 e 3.64). Esse resultado indica nessa seção que o fluxo líquido de energia cinética nos diversos níveis do modelo é para leste.

A seção África – Antártica apresenta comportamento semelhante à seção Drake com valores positivos de energia cinética em toda a coluna d'água (figuras 3.65 e 3.66). Novamente, podem ser observados valores menos intensos nessa seção comparativamente aos obtidos para a seção Drake.

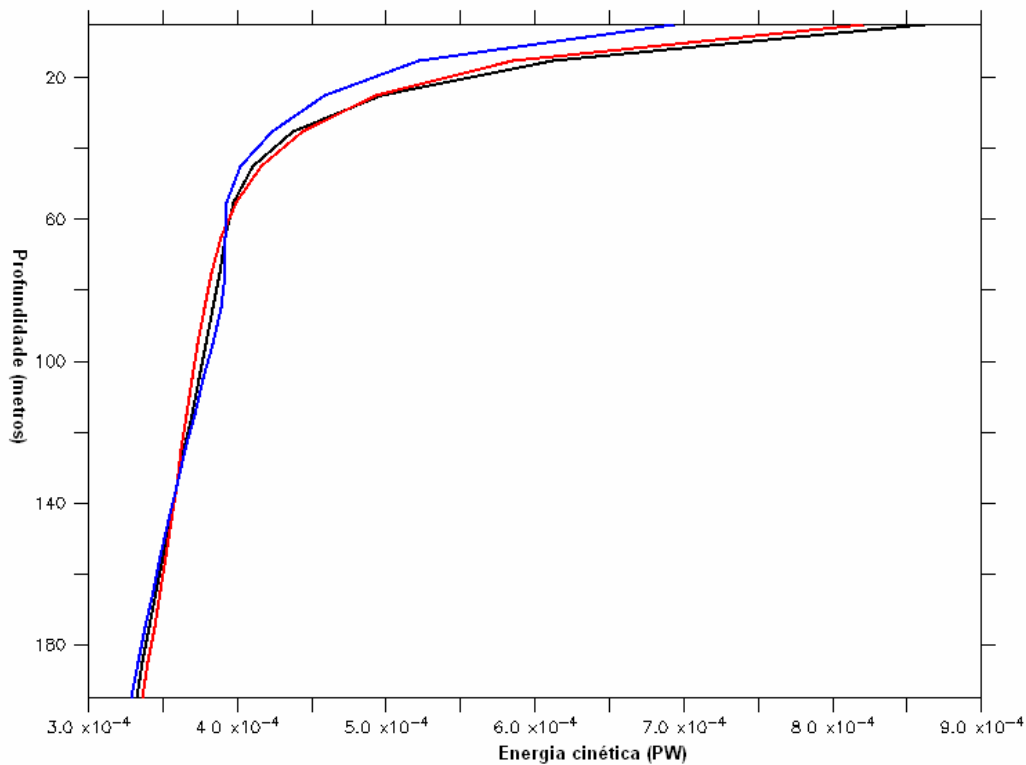


Figura 3.63 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

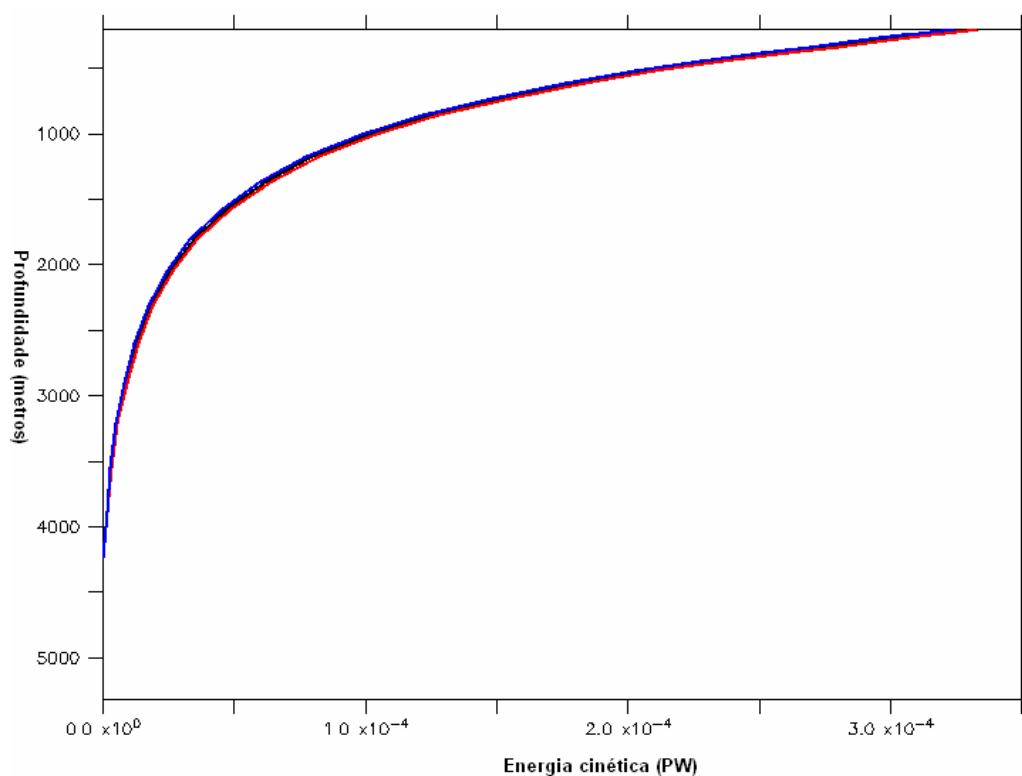


Figura 3.64 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

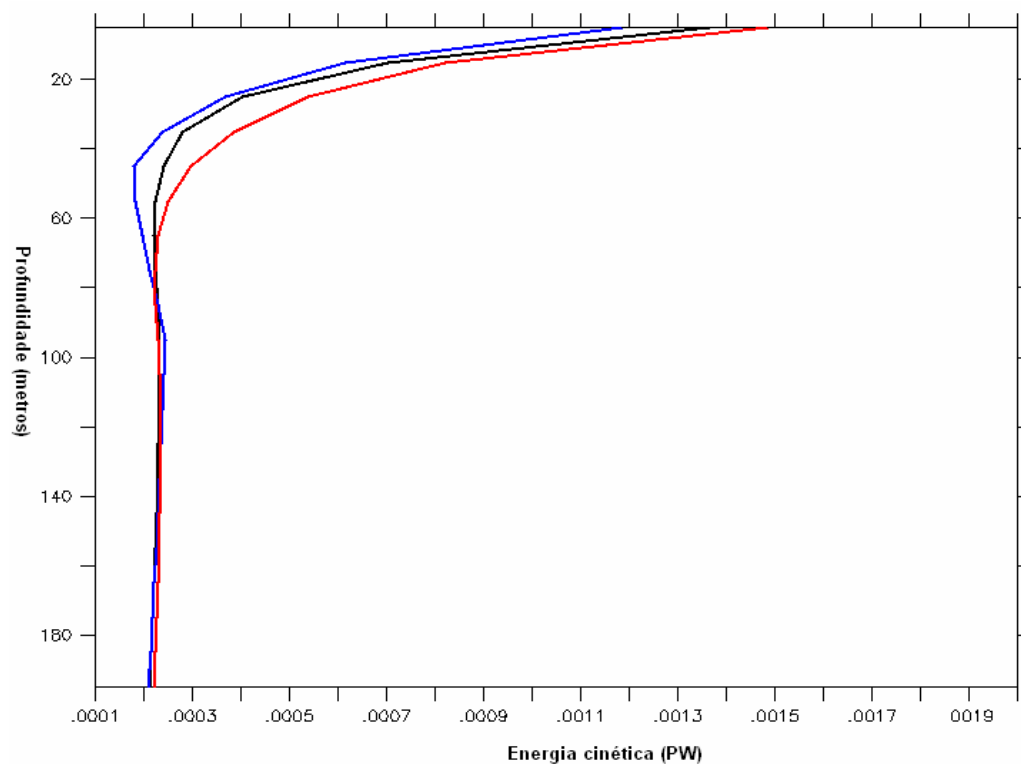


Figura 3.65 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

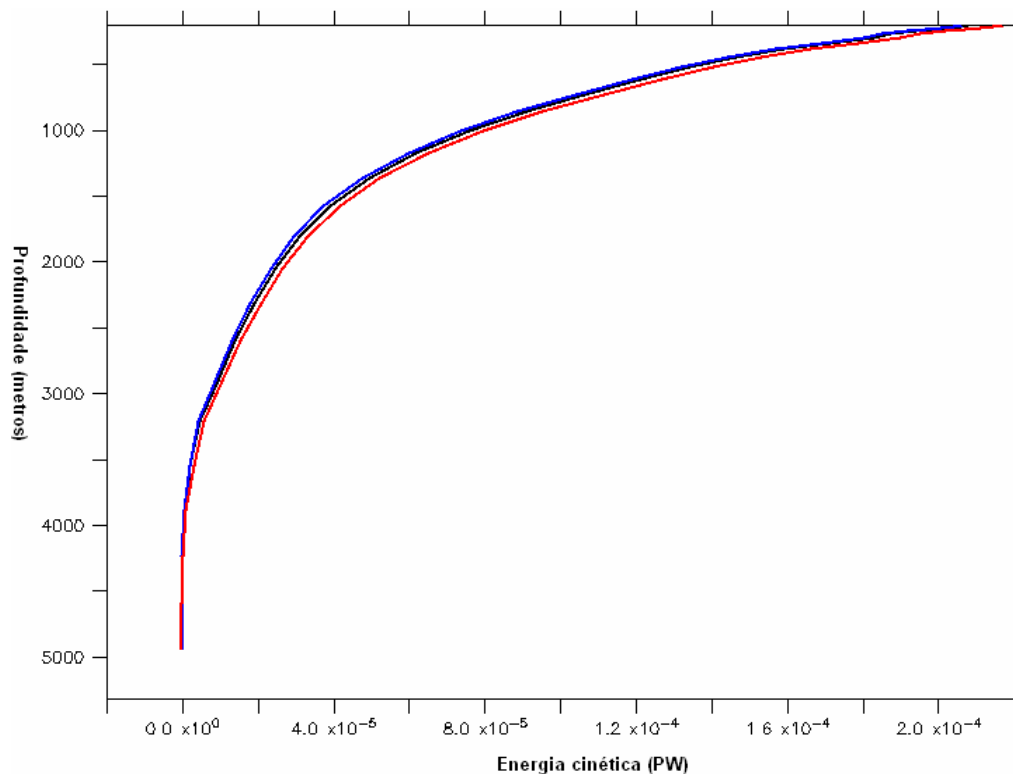


Figura 3.66 Perfis verticais de energia cinética meridionalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

Na seção Paralelo 32° Sul pode-se observar a presença de valores positivos nos níveis de profundidade compreendidos entre a superfície e 1000 metros (figuras 3.67 e 3.68). De 1000 metros até 4000 metros são observados valores negativos de energia cinética indicando fluxo líquido nesses níveis para sul. Para níveis abaixo de 4000 metros pode-se observar, novamente, valores positivos indicando a mudança de sentido do fluxo de energia para norte nesses níveis (figura 3.68). Comportamento semelhante a esse foi observado para os dados de transporte de calor e volume nessa seção. A seção Equador Atlântico apresenta pequena variação de energia para os níveis abaixo de 500 metros de profundidade (figura 3.70). Nos primeiros 200 metros de profundidade pode-se observar a presença de valores positivos indicando fluxo líquido de energia cinética para norte nessa região (figura 3.69)

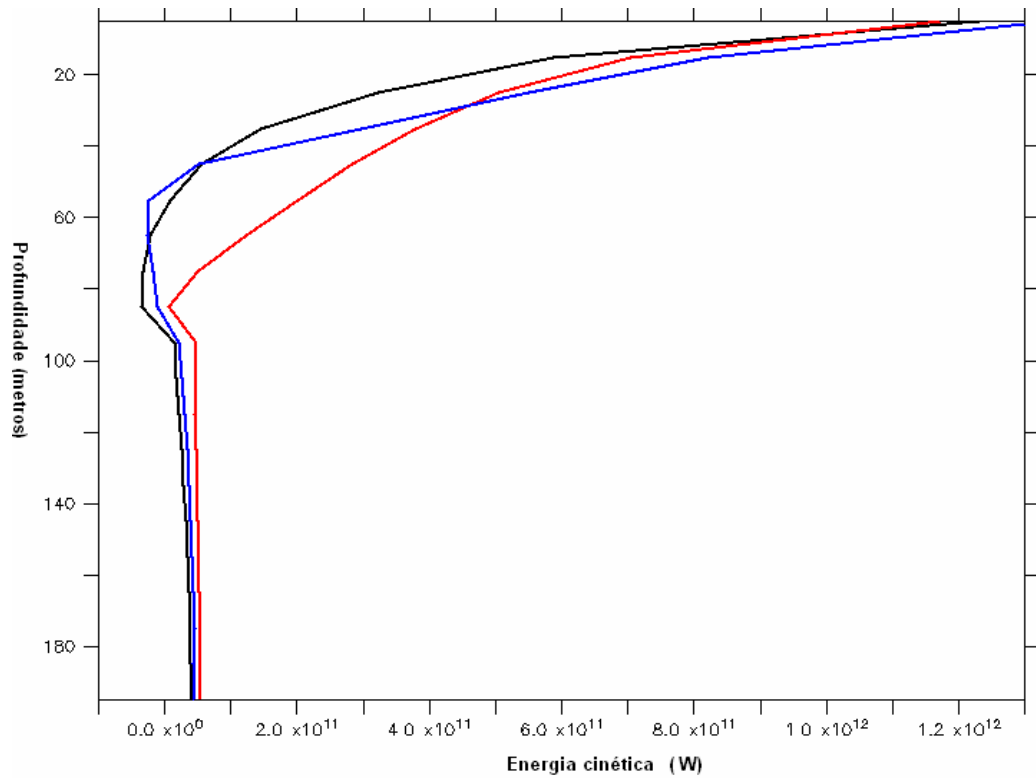


Figura 3.67 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

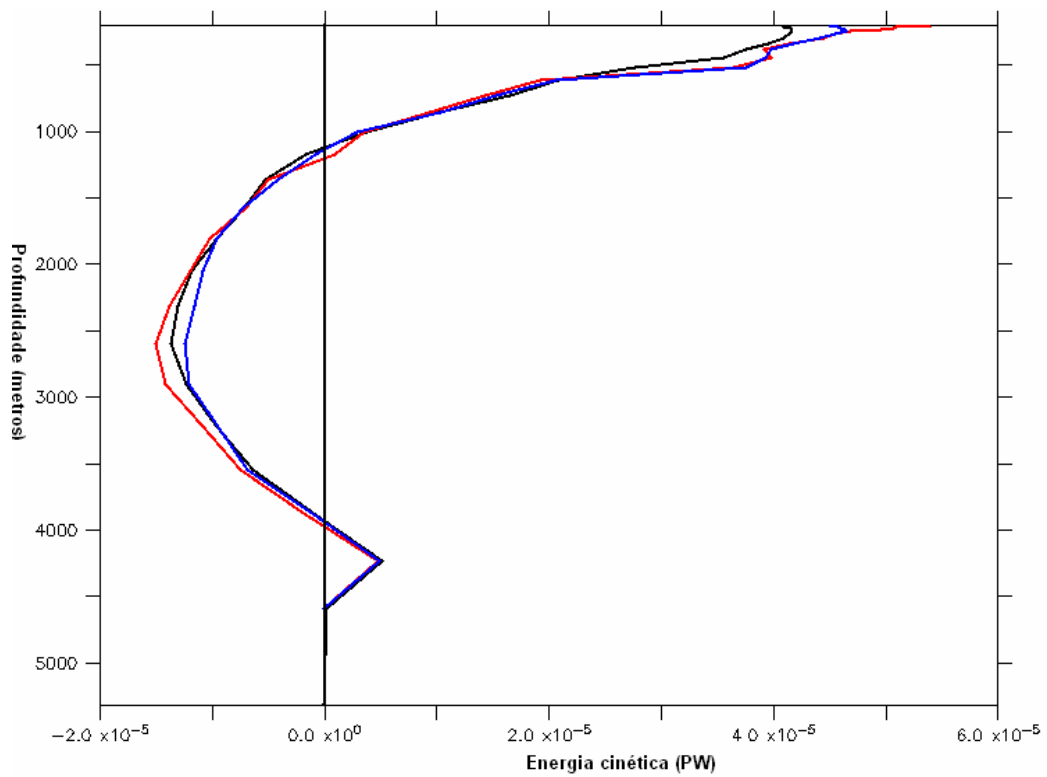


Figura 3.68 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

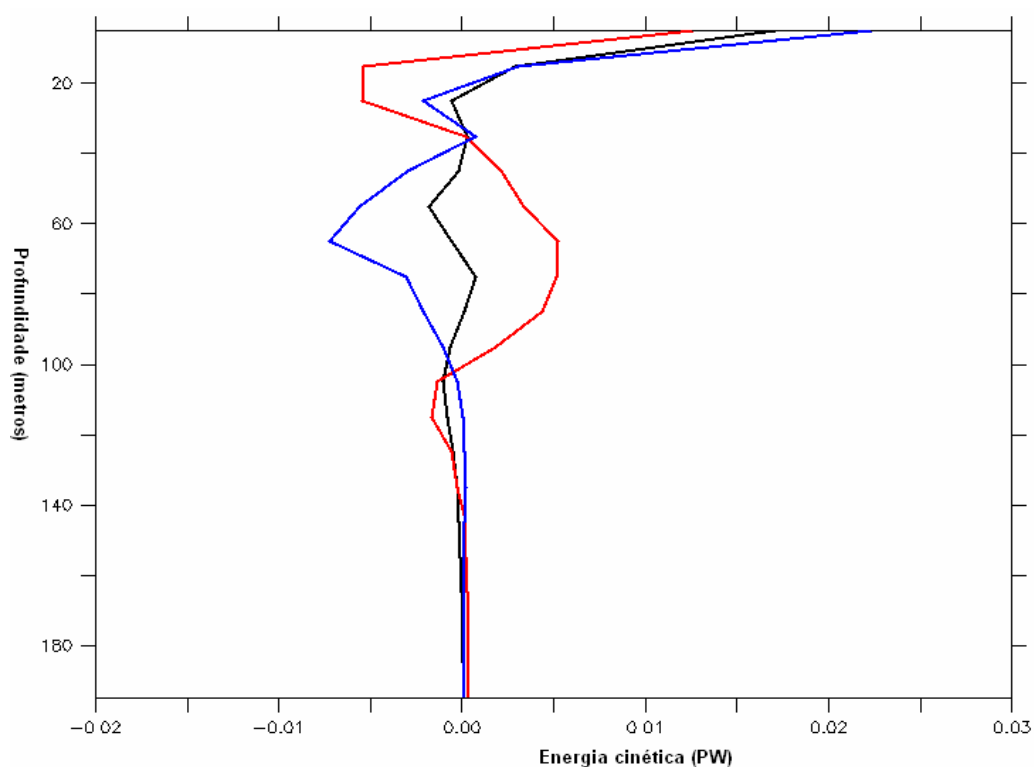


Figura 3.69 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

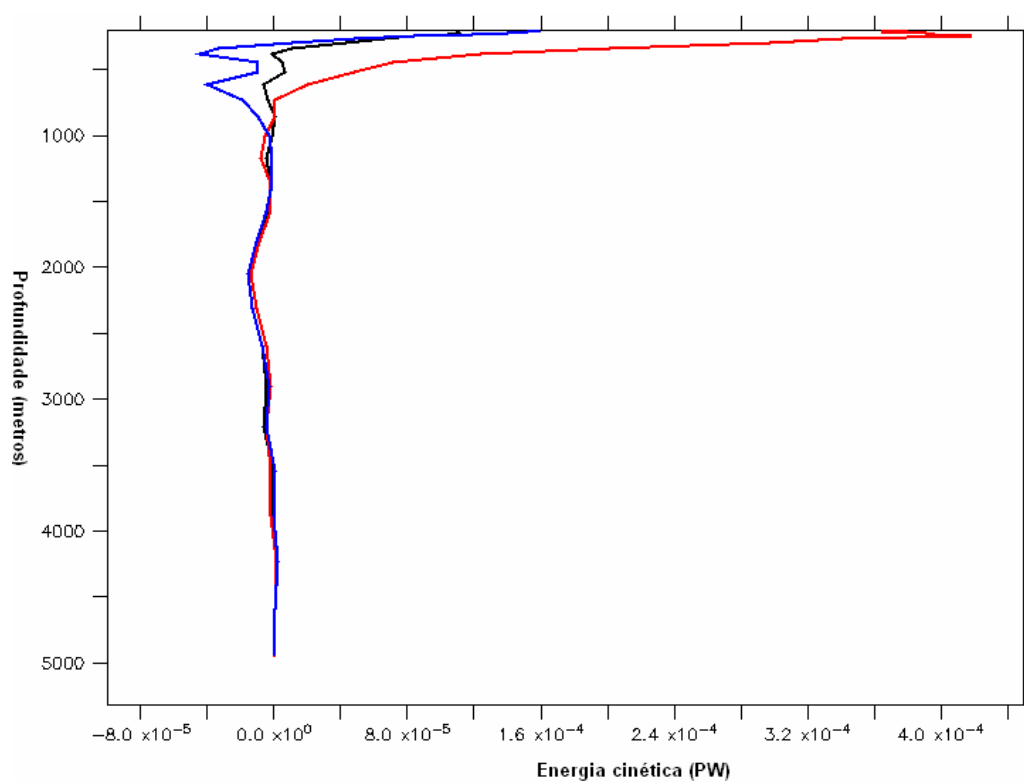


Figura 3.70 Perfis verticais de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

3.3 A anomalia

Nessa seção serão apresentadas as análises dos resultados obtidos no experimento referente a anomalia. Para estimar as anomalias das mesmas propriedades dependentes anteriormente analisadas será considerado como controle o sétimo e último ano de integração do modelo obtido no experimento de clima. O experimento teve duração de três anos tendo seu início no mês de setembro. Como explicado na seção 3.2 as anomalias foram estimadas apenas para as três classes de dados definidas: Janela de máxima energia cinética, mês de pico de energia cinética e mês de pico de trabalho realizado pelo vento. Na figura 3.71 está representada a evolução temporal da anomalia de energia cinética integrada em todo o volume oceânico para o experimento perturbado. As linhas vermelhas na figura 3.71 destacam os meses referentes à janela temporal descrita e a linha preta destaca o mês onde ocorre o pico de energia cinética.

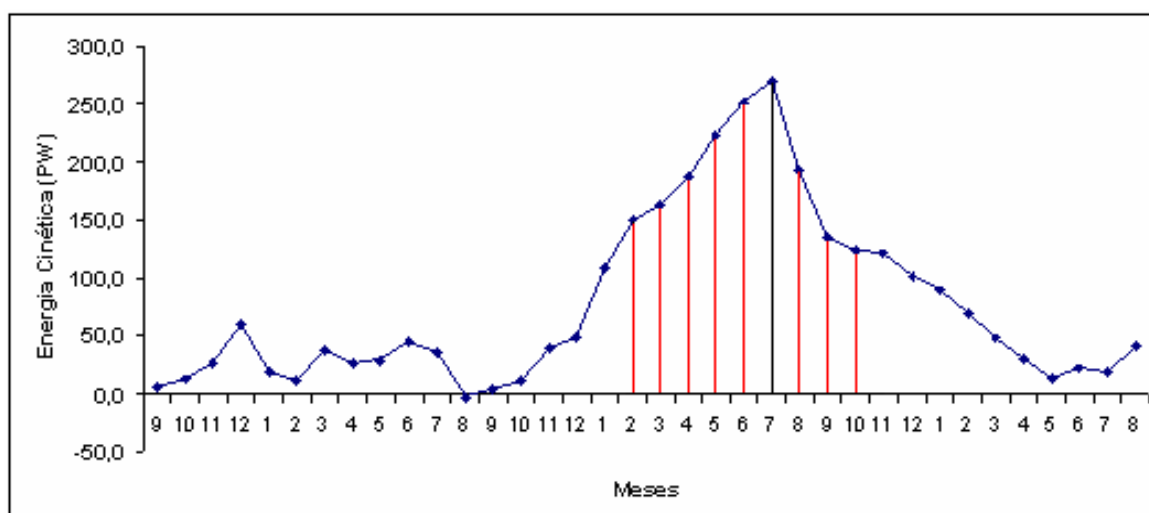


Figura 3.71 Série temporal de anomalia de energia cinética integrada no volume oceânico global.

Na tabela 3.10 são apresentados os valores de energia cinética integrada, na janela temporal descrita, em cada uma das áreas oceânicas previamente monitoradas e no globo para os dados de controle. Também são apresentados os dados de anomalia de energia cinética integrados para o mesmo período temporal e seu percentual, para cada uma das áreas, em relação aos valores obtidos nos dados de controle.

Tabela 3.10 Valores de energia cinética integrada em cada uma das áreas monitoradas para os dados do experimento controle dentro da janela temporal de máxima energia cinética. Valores integrados para o mesmo período de anomalia de energia cinética e seus percentuais, em relação aos valores de controle. Em destaque (amarelo) os valores integrados globalmente.

Áreas	Energia cinética integrada no tempo – controle (PW)	Anomalia de energia cinética integrada no tempo (PW)	% de energia anômala
Atlântico Sul	301,09	-7,28	2,41
Atlântico Equatorial	189,46	17,33	9,14
Atlântico Norte	335,59	32,00	9,53
Pacífico Sul	1138,70	803,7	70,58
Pacífico Norte	1042,80	724,4	69,46
Indico	779,67	124,37	15,95
Global	4017,0	1695,2	42,20

A energia cinética anômala introduzida no oceano global é de 1695,2 PW o que resulta em um aumento de aproximadamente 40 % dessa energia em relação ao mesmo valor estimado para os dados de controle. Em todas as áreas monitoradas foram observados anomalias positivas de energia cinética, com exceção da área Atlântico Sul, onde foi estimado um decréscimo de energia em relação aos dados de controle. A área Atlântico Sul não só apresenta os menores valores de anomalia estimados como também é a única a apresentar uma diminuição de energia cinética integrada de aproximadamente 2,4%. Tal fato pode estar relacionado à ocorrência de alguns meses de anomalia negativa associada ao trabalho realizado pela pseudotensão de cisalhamento do vento nessa área durante a janela temporal. Para os nove meses considerados na janela temporal seis apresentam anomalia negativa associada à energia do vento da mesma ordem de grandeza do valor de anomalia integrado. As áreas onde ocorrem os maiores valores percentuais de variação de energia cinética em relação aos dados de controle são: Pacífico Sul e Pacífico Norte. Essas duas áreas apresentam, cada uma, aumentos aproximados de 70 % de energia cinética.

Os valores do trabalho exercido pela pseudotensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano para cada uma das áreas monitoradas são apresentados na tabela 3.11. Observa-se globalmente um aumento de 20,48 % do vento. As áreas que apresentam maior variabilidade percentual de energia associada à tensão de cisalhamento do vento são Pacífico Norte e Atlântico Norte ambas com aproximadamente 60% de variação. A área Atlântico Sul apresenta novamente pequena variabilidade com relação às demais áreas monitoradas, com exceção da área Indico que apresentou variabilidade de apenas 2,67%.

Tabela 3.11 Valores integrados no tempo de trabalho realizado pelo vento obtidos a partir dos dados de controle e de anomalia obtidos para a janela temporal de máxima energia.

Áreas	Trabalho integrado no tempo (W) (Controle)	Anomalia integrada no tempo (W)	% de trabalho anômalo
Atlântico Sul	2,32E+12	6,66E+10	2,87
Atlântico Equatorial	1,37E+12	4,24E+11	30,94
Atlântico Norte	1,80E+12	1,11E+12	61,66
Pacífico Sul	7,72E+12	3,08E+12	39,89
Pacífico Norte	3,86E+12	2,28E+12	59,06
Indico	7,65E+12	2,05E+11	2,67
Global	9,91E+13	2,03E+13	20,48

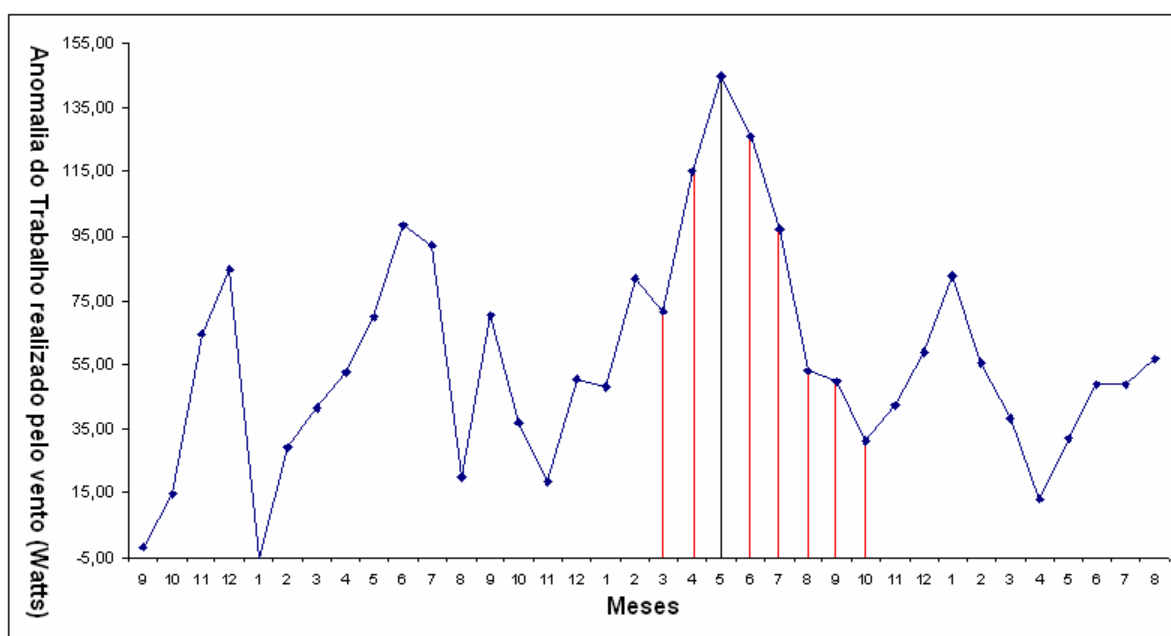


Figura 3.72 Série temporal de anomalia do trabalho realizado pela pseudotensão de cisalhamento do vento integrado globalmente. As linhas vermelhas destacam os meses referentes a janela temporal de máxima energia cinética e linha preta destaca o mês de máximo trabalho realizado pelo vento. Os valores de anomalia estão multiplicados por um fator 10^3 .

O pulso oceânico associado à anomalia de TSM, utilizado para forçar o modelo atmosférico tem início no mês de setembro e tem seu máximo apenas no décimo sexto mês (Dezembro do segundo ano de integração), como apresentado na seção 6.4 nos apêndices.

O trabalho realizado pela pseudotensão de cisalhamento do vento junto à superfície do oceano tem seu máximo de energia associada apenas no vigésimo primeiro mês de integração como apresentado na figura 3.72. Esse resultado sugere uma defasagem de aproximadamente seis a sete meses de entre a imposição do campo de TSM anômalo no modelo atmosférico e a resposta oceânica associada ao trabalho realizado pelo vento anômalo na superfície do oceano. A série temporal de trabalho realizado pelo vento sobre a superfície do oceano possui evolução temporal semelhante à de energia cinética (figura 3.71) com uma defasagem de aproximadamente dois meses para o período de máxima energia. Essa defasagem pode ser observada na figura 3.73, onde as séries temporais das duas propriedades estão plotadas.

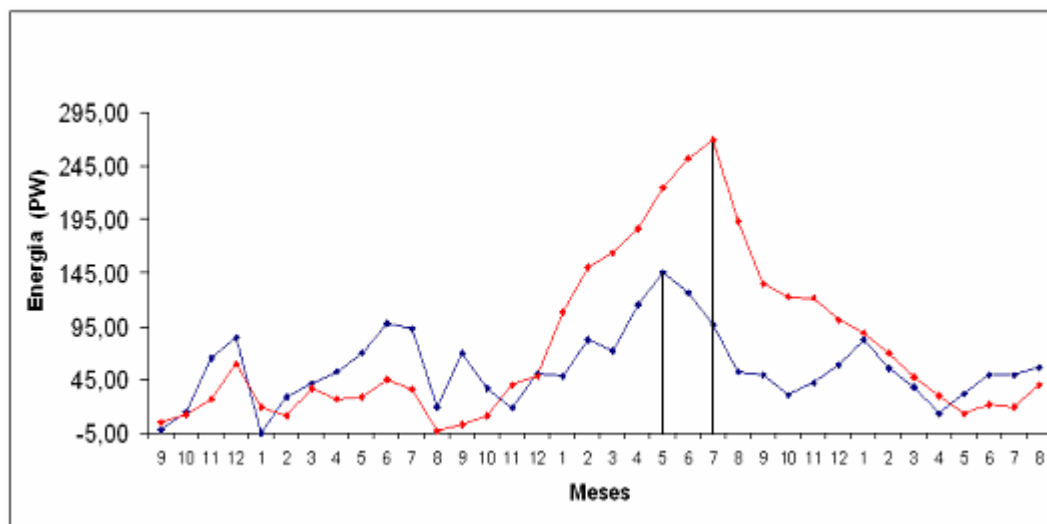


Figura 3.73 Séries temporais de energia cinética (vermelho e trabalho realizado pelo vento sobre a superfície do oceano integrados no globo. Os valores associados a energia do vento foram multiplicados por um fator 10^3 para ficarem com a mesma ordem de grandeza dos valores de energia cinética.

Na tabela 3.12 são apresentados os valores de energia cinética integrados em cada uma das áreas para o mês de pico de energia cinética. A área Pacífico Sul é novamente a região com maior energia cinética e a área Atlântico Sul apresenta, para o mês de pico, um ganho de energia médio mensal de 0,07 PW. A energia cinética global para o instante analisado é de 269 PW.

Tabela 3.12 Valores máximos de energia cinética para o mês de pico de energia cinética.

Áreas	Anomalia de Energia cinética (PW) no pico
Atlântico Sul	0,07
Atlântico Equatorial	2,45
Atlântico Norte	4,15
Pacífico Sul	112,90
Pacífico Norte	144,40
Indico	11,11
Global	269,0

3.3.1 O transporte de volume

Os valores de transporte de volume médios, integrados até o fundo oceânico estimados na maior parte das seções zonais e meridionais monitoradas, demonstraram uma desintensificação para a janela temporal de pico de energia. Na tabela 3.13 são apresentados os valores de anomalia de transporte de volume média para a janela temporal de energia máxima e os valores referentes aos meses de pico de energia cinética e trabalho realizado pelo vento.

Tabela 3.13 Valores de anomalia de transporte de volume integrados (unidades de Sv) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética. Também são apresentados os valores dos percentuais de anomalia para os meses da janela temporal de energia máxima.

Seções	Média de anomalia de Transporte de Volume	Anomalia de Transporte de Volume no pico (energia)	Anomalia de Transporte de Volume no pico (vento)	% de Transporte de Volume anômalo para a janela temporal
Drake	-0,263 (± 5,24)	-3,5	-2,5	0,18
África – Antártica	-2,66 (± 5,30)	-3,4	-3,0	1,83

Paralelo 32° S	0,07 (± 0,04)	-0,19	0,46	15,5
Equador Atlântico	-0,03 (± 0,05)	-0,32	0,41	3,94
55° Norte Atlântico	-0,20 (± 0,13)	-0,36	0,67	20
Equador Pacífico	-1,67 (± 0,89)	-2,22	-0,98	24,45
55° Norte Pacífico	-0,15 (± 0,02)	-0,02	-0,15	57,69
Austrália - Antártica	-4,43 (± 2,60)	-6,2	-4,4	2,81
Indonésia	2,95 (± 3,76)	0,2	3,12	22,09

A seção Austrália – Antártica apresentou os maiores valores de anomalia média na janela temporal e nos meses de pico descritos acima. É importante ressaltar os altos valores de variância obtidos para todas as seções especialmente para as mais energéticas, na região dominada pelo escoamento da CCA. Esse aspecto pode estar associado à alta variabilidade do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento nessa região ou em regiões remotas causando um aumento de vorticidade e uma conseqüente diminuição do transporte resultante integrado na coluna d'água.

A seção Paralelo 32° Sul apesar de apresentar valor negativo para anomalia de pico, indicando enfraquecimento de seu transporte para norte nesse mês, apresentou valor médio, para a janela temporal de pico, positivo de 0,07 Sv. Tal fato pode indicar uma intensificação do transporte de volume resultante na coluna d'água para norte nessa seção. As seções zonais Equador Atlântico e Atlântico Sul indicaram uma clara intensificação de seus transportes para sul apresentando valores negativos para anomalia média na janela e para os valores de pico.

Os maiores percentuais de anomalia de transporte de volume, para os meses da janela temporal de energia máxima, são observados nas seções zonais situadas no Pacífico. No Atlântico as seções Paralelo 32° Sul e 55° Norte Atlântico apresentam os maiores percentuais de anomalia associadas aos transportes de volume meridionais.

Na figura 3.74 está esquematizado a distribuição espacial das anomalias de transporte de volume médias e integradas até o fundo nas seções monitoradas ao redor do globo. Os vetores anomalias em todas as seções monitoradas apresentam sentido contrário

aos vetores de transporte de volume obtidos para o experimento clima. Esse sentido indica a desintensificação do transporte de volume obtido nas seções.

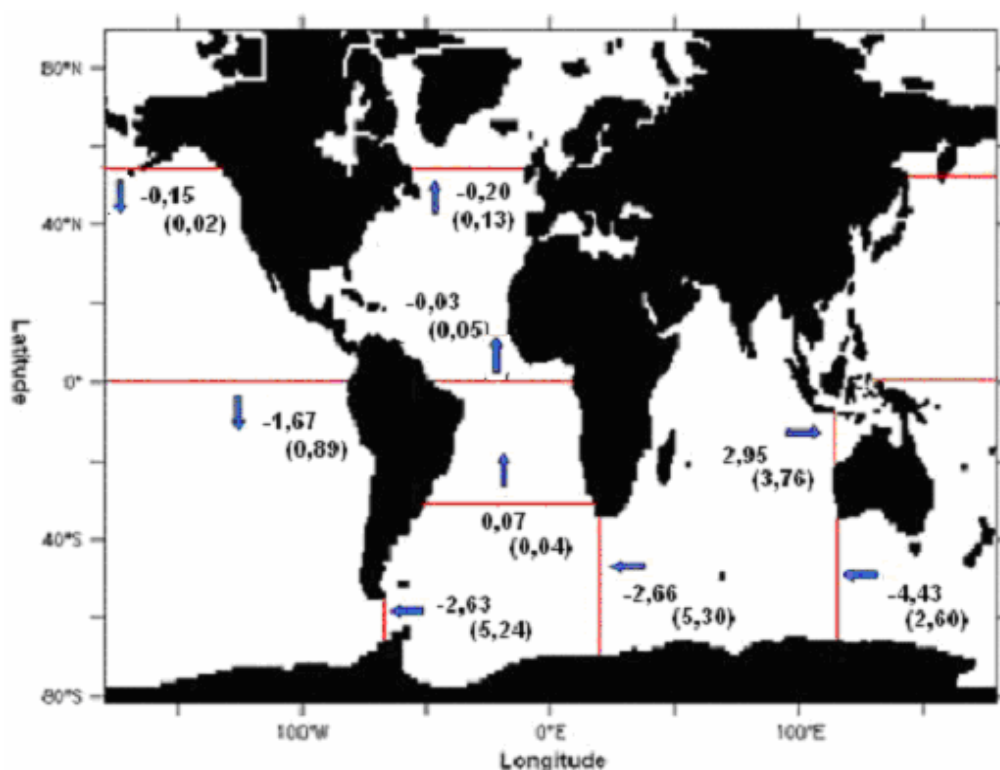
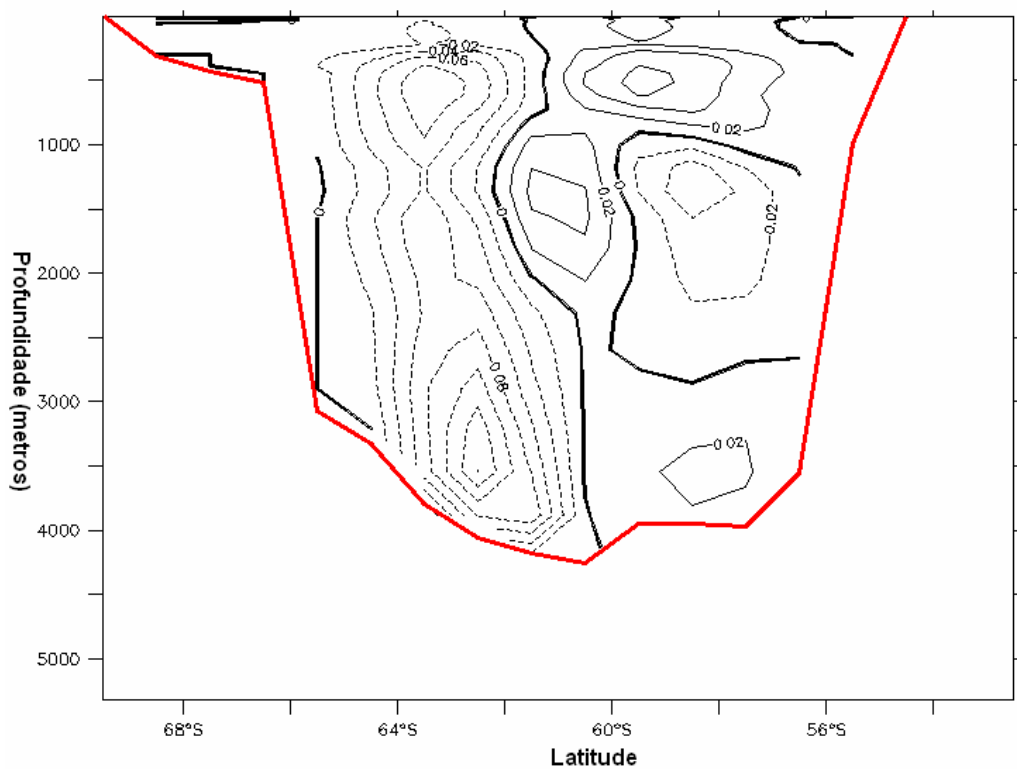


Figura 3.74 Distribuição espacial das anomalias e variâncias associadas (entre parênteses) dos transportes de volume médios e integrados até o fundo oceânico em todas as seções monitoradas.

Para avaliar com maior detalhe a distribuição espacial das anomalias dos transportes de volume, calor e energia cinética no interior da coluna d'água foram plotadas as distribuições verticais de anomalia do transporte no mês de pico de energia cinética. Valores médios dessas anomalias, para os meses compreendidos na janela temporal de pico (janela temporal de energia máxima), também foram analisados. As camadas superficiais foram analisadas com maior detalhamento (até 200 metros de profundidade) para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento e de energia cinética. Esse procedimento é justificado pela resposta mais rápida dessas camadas as mudanças no campo de pseudotensão de cisalhamento do vento. Todas as seções zonais e meridionais, localizadas na bacia do Atlântico Sul, serão analisadas.

Analisando as figuras 3.75 e 3.76 observa-se um claro aumento do transporte de volume em toda a coluna d'água na porção norte da passagem de Drake e uma clara desintensificação na porção sul. Tal fato é evidenciado a partir dos valores de anomalia positivos e negativos obtidos para as regiões norte e sul respectivamente.



Nas figuras 3.77 e 3.78 referentes aos valores médios para o mês de pico de energia cinética, observa-se o mesmo comportamento obtido anteriormente, porém com valores anômalos maiores em toda a coluna d'água o que evidencia uma intensificação do quadro dinâmico observado. Pode-se observar que o processo de desintensificação na porção sul da passagem de Drake em todos os casos apresenta-se com valores absolutos maiores que a intensificação observada na porção norte. Esse aspecto pode explicar o processo de desintensificação observado para o transporte de volume integrado em toda a coluna d'água na seção Drake.

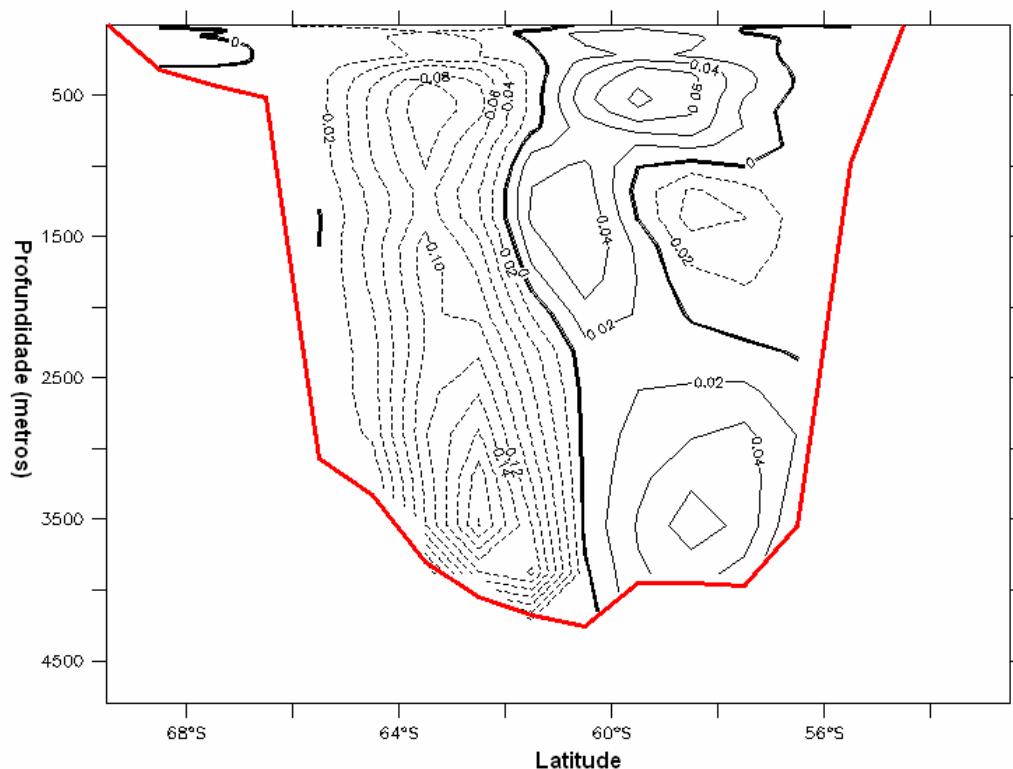


Figura 3.77 Campo de anomalia de transporte de volume (Sv) para o mês de pico de energia cinética na seção Drake.

A desintensificação do transporte de volume zonal observada apresenta-se de maneira mais intensa junto ao fundo da passagem. Também são observados valores positivos, junto ao fundo, da mesma ordem de grandeza dos encontrados nas camadas superficiais para o mês de pico de energia cinética. Tais fatos sugerem uma forte influência da componente barotrópica da força do gradiente de pressão no escoamento por essa seção. Essa componente está associada a uma variação anômala da superfície livre causada pela imposição do campo de vento anômalo introduzido no modelo. Analisando a figura 3.79

observa-se uma diminuição do gradiente meridional de elevação da superfície livre do oceano na seção Drake durante os meses da janela de máximo de energia cinética e nos meses que a sucedem. Observou-se também alterações sofridas na estrutura de massa na coluna d'água, durante o experimento, através da análise da série temporal de anomalia de temperatura potencial na coluna d'água até, aproximadamente, a profundidade de 1500 metros para um ponto central na seção drake.

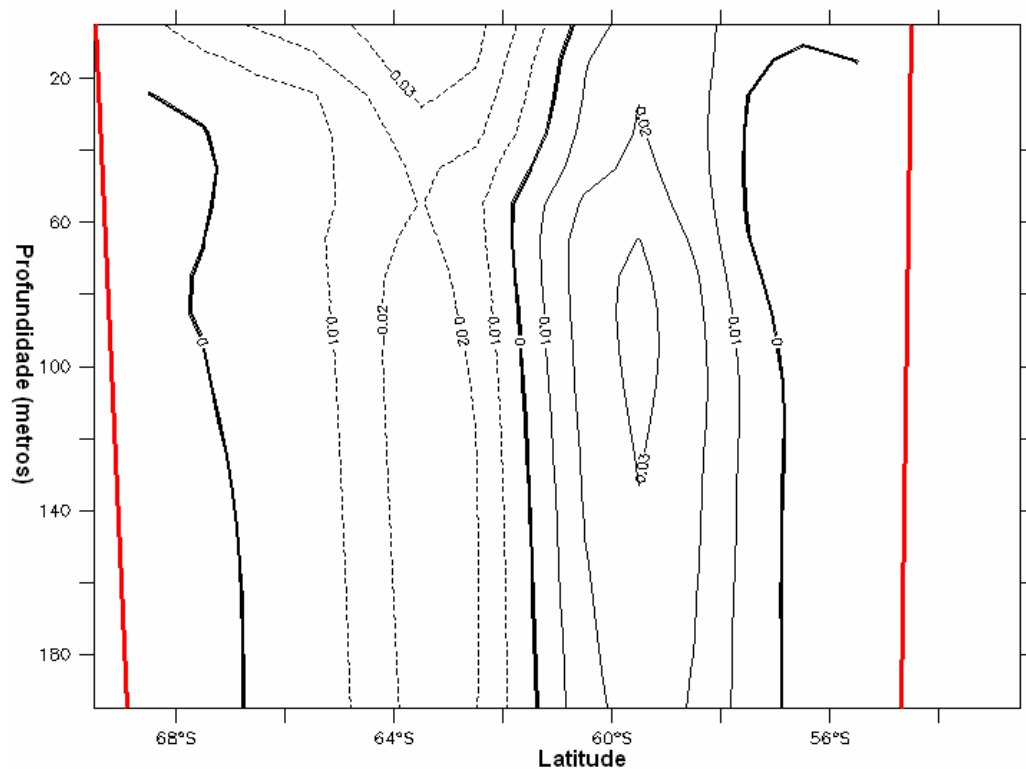


Figura 3.78 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

Para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento pode-se observar que as anomalias se intensificam junto à superfície do oceano (figura 3.80 e 3.81), porém possuem menores valores relativos aos obtidos para o pico de energia cinética junta ao fundo da passagem de Drake (figura 3.80).

Pode se observar que as maiores variações de transporte de volume ocorrem nos níveis de profundidade abaixo dos 500 metros e nos primeiros 60 metros de profundidade para os dois picos de energia e para janela temporal analisada. Observa-se uma desintensificação do transporte nos primeiros 20 metros, intensificação entre 20 e 60 metros e uma desintensificação em toda a coluna d'água abaixo dos 200 metros de profundidade. Como esperado, para os níveis superficiais, o perfil relativo ao pico de trabalho realizado pelo vento apresenta valores anômalos maiores relativamente aos mesmos obtidos durante

os picos de energia cinética. Esse comportamento se inverte com o aumento da profundidade.

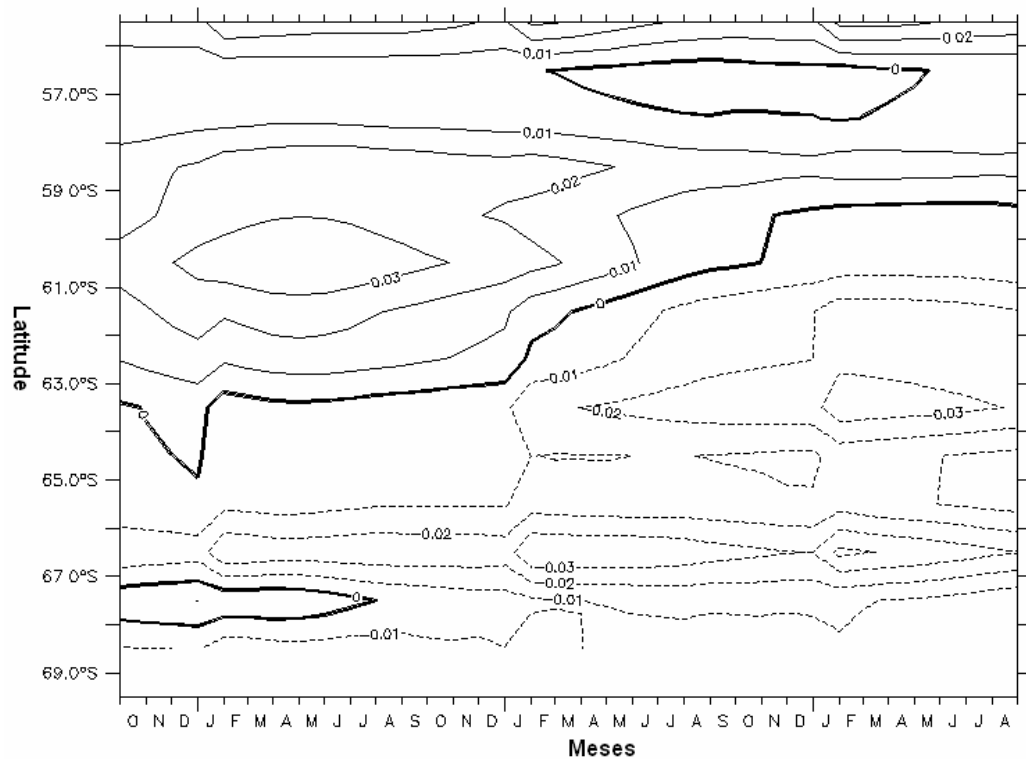


Figura 3.79 Série temporal de anomalia de elevação da superfície livre durante os meses do experimento perturbado.

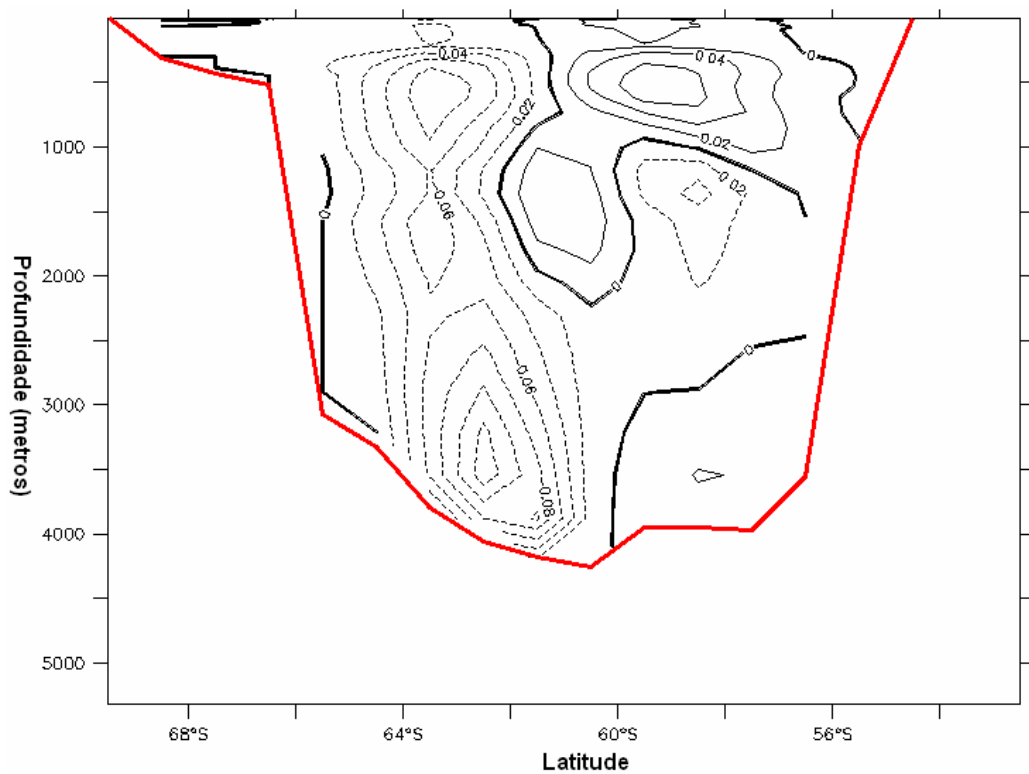


Figura 3.80 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake.

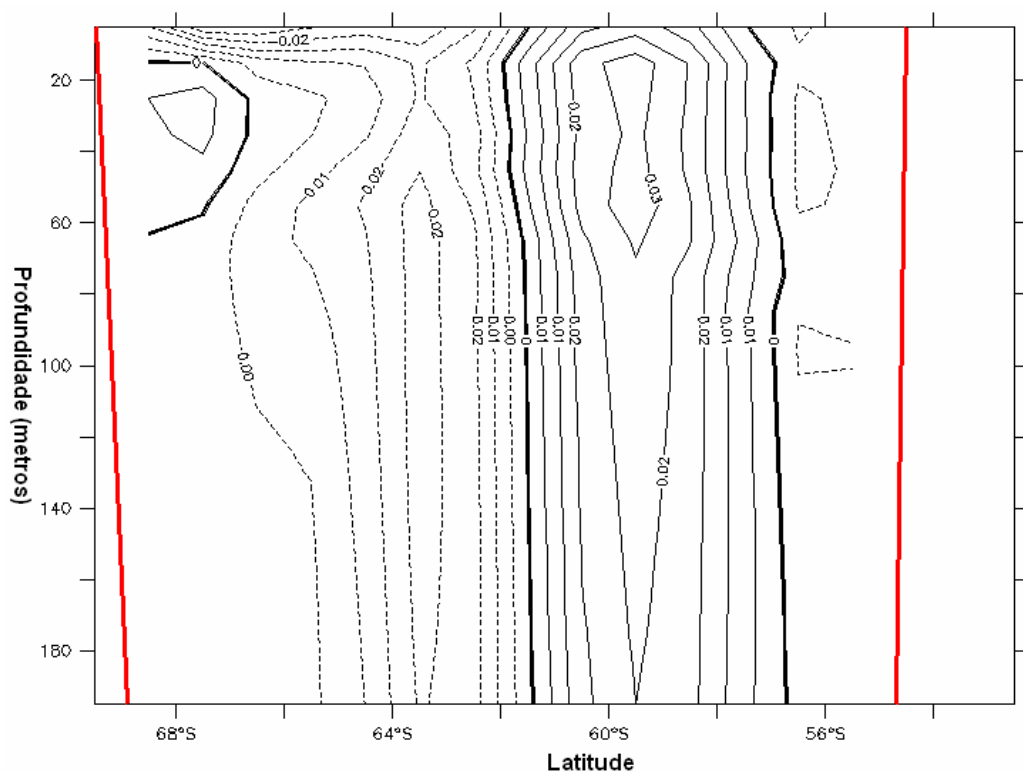


Figura 3.81 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

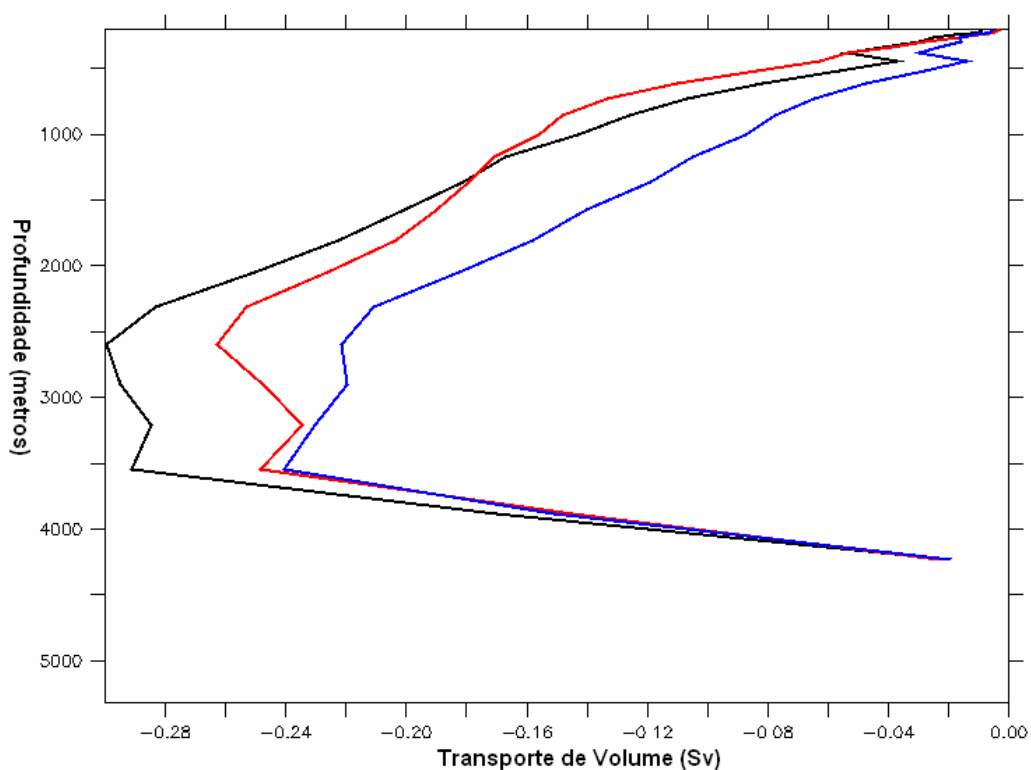


Figura 3.82 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

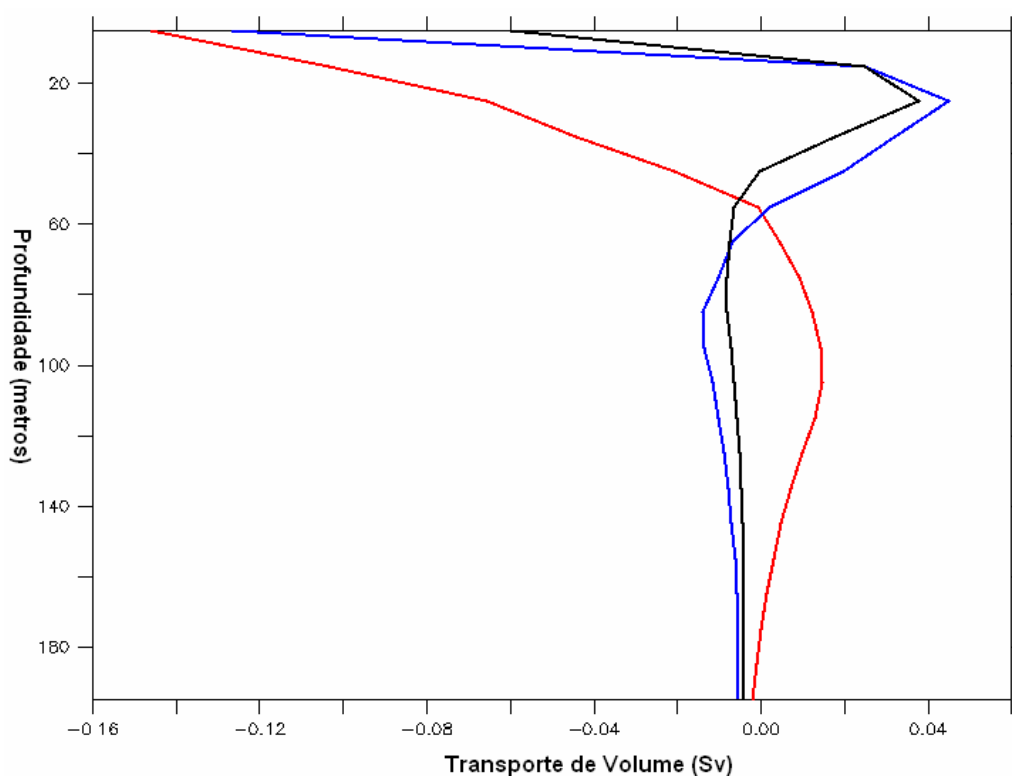


Figura 3.83 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

A seção África – Antártica apresenta, para o campo médio na janela de máxima energia, uma intensificação do transporte de volume associado ao escoamento da CA com valores negativos de anomalia na coluna d'água da superfície até a profundidade aproximada de 1000 metros junto ao continente africano (figuras 3.84 e 3.85).

Para o pico de energia cinética o transporte de volume associado a CCA apresenta comportamento semelhante ao encontrado na passagem de Drake. Observa-se uma região, entre as latitudes aproximadas de 54° S e 44° S, anormalmente intensificada e uma região entre as latitudes aproximadas de 54° S e 65° S, anormalmente desintensificada (figura 3.86). O escoamento associado a CA apresenta uma clara intensificação para o mês de pico de energia cinética, como pode ser observado nas figuras 3.86 e 3.87, através dos valores negativos de anomalia de transporte compreendidos entre o continente africano e a latitude aproximada de 40° S.

No mês de pico de trabalho realizado pelo vento observa-se, junto à superfície, um enfraquecimento do transporte associado à CCA e uma intensificação do transporte associado a CA (figuras 3.88 e 3.89). Junto ao continente antártico há um enfraquecimento da circulação ciclônica observada nos dados de controle.

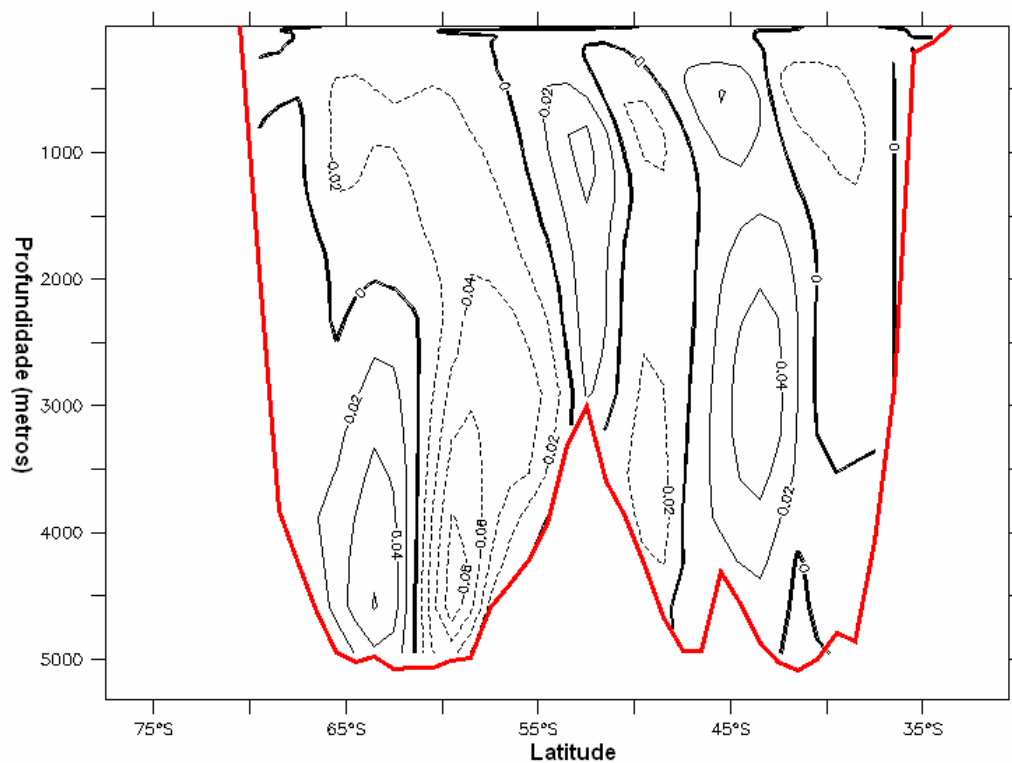


Figura 3.84 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de energia máxima na seção África – Antártica.

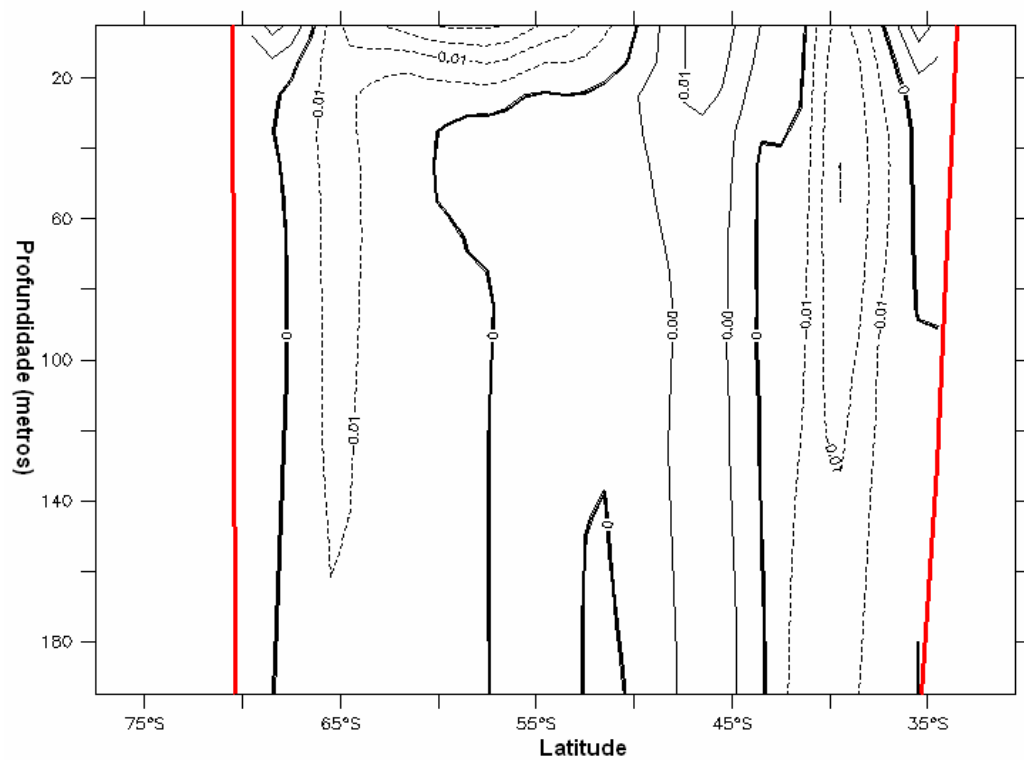


Figura 3.85 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de energia máxima na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

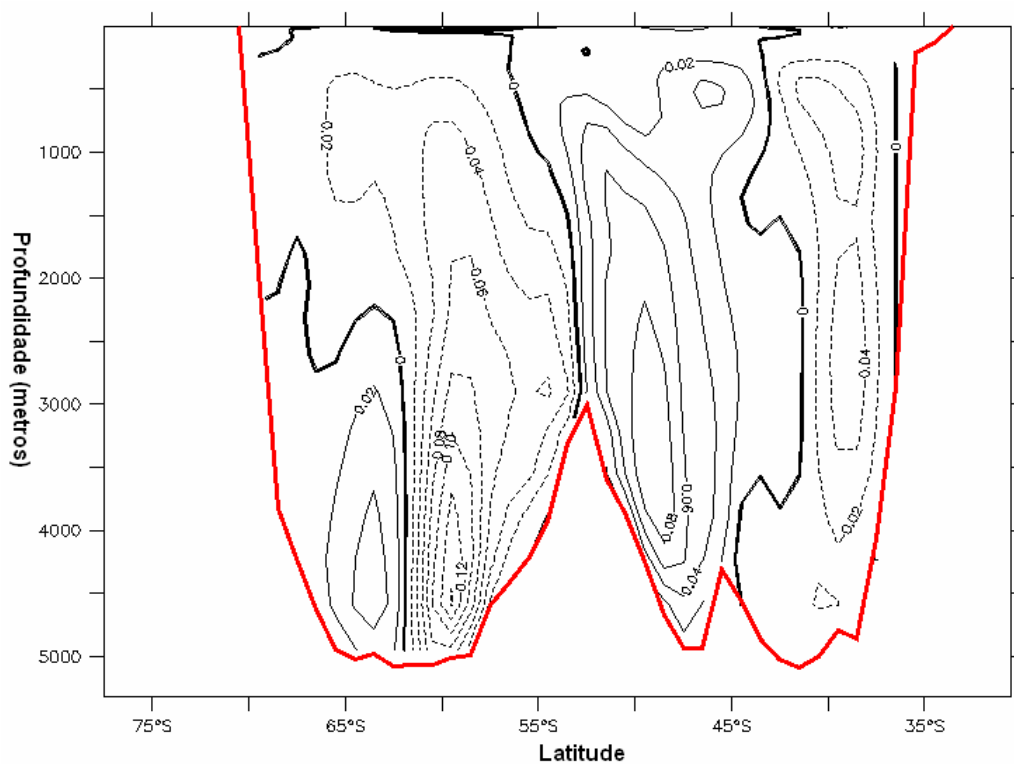


Figura 3.86 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção África – Antártica.

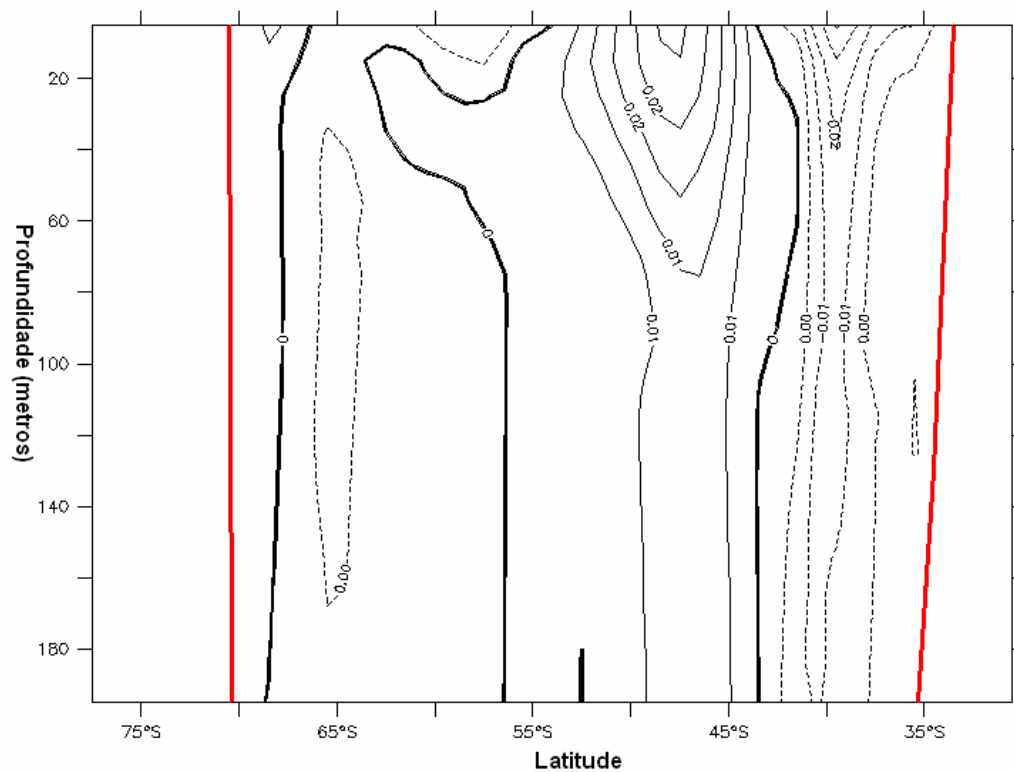


Figura 3.87 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

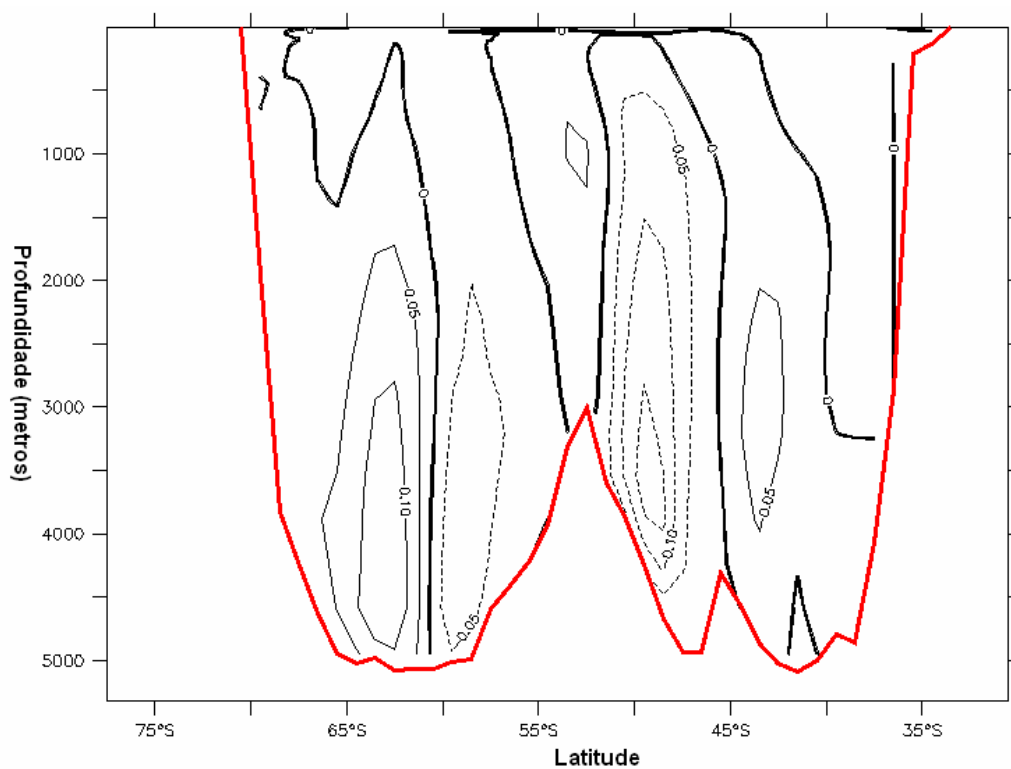


Figura 3.88 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica.

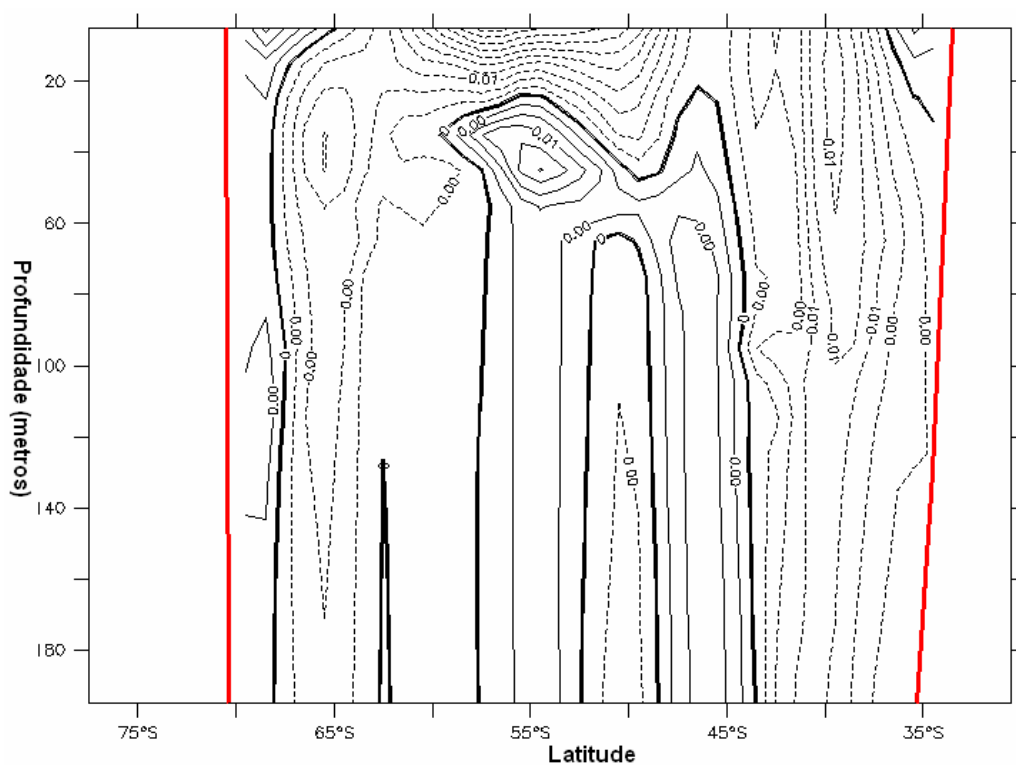


Figura 3.89 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

Os perfis verticais de transporte de volume integrados ao longo da seção África – Antártica apresentam uma clara desintensificação do transporte da profundidade de 200 metros até 3000 metros (figuras 3.90 e 3.91). Até essa profundidade, os perfis para as três situações analisadas, apresentam comportamento similar, sendo os perfis de pico de energia cinética e trabalho realizado pelo vento os que apresentam maiores diferenças. Para os valores da média da janela temporal de energia máxima não são observadas grandes diferenças de 3000 metros até o fundo. Para os picos de energia cinética e trabalho realizado pelo vento ocorrem intensificação e desintensificação do transporte de volume junto ao fundo oceânico respectivamente (figura 3.90).

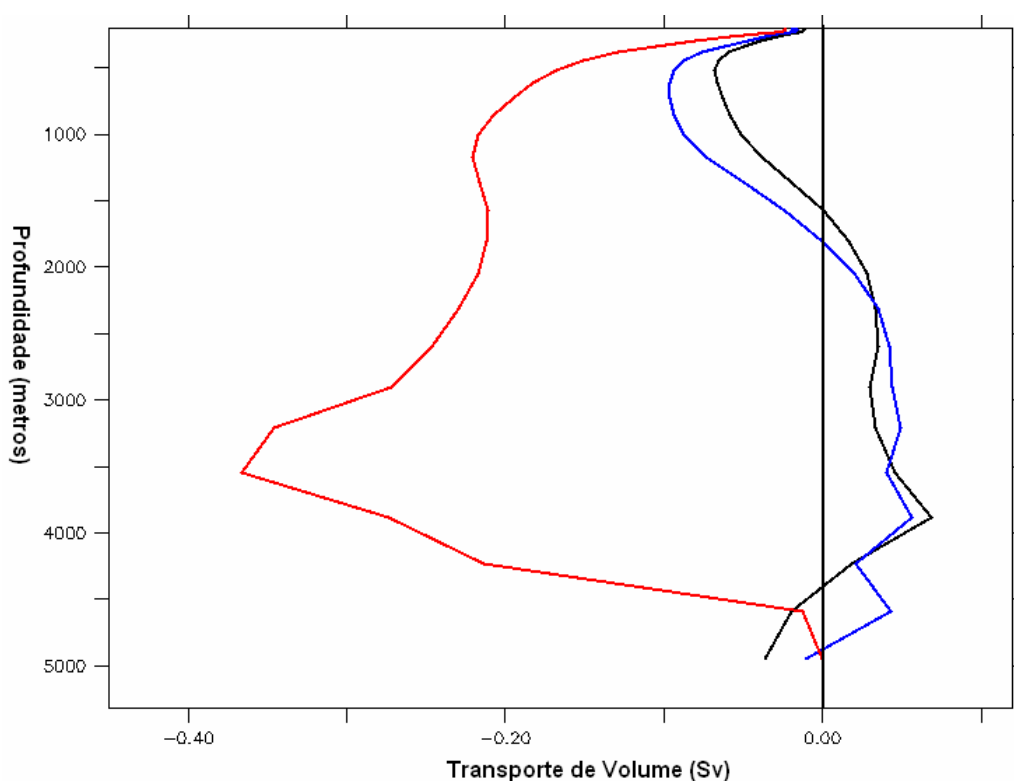


Figura 3.90 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.

Para os primeiros 200 metros de profundidade observa-se valores negativos de anomalia para os perfis médios na janela temporal e de pico de trabalho realizado pelo vento apresentando o ultimo, valores mais negativos e portanto para essa seção menos intensos quando comparados aos dados de controle. O perfil relativo ao pico de energia cinética apresenta para os primeiros 60 metros valores positivos de anomalia indicando

intensificação do transporte de volume. A partir dessa profundidade os três perfis tornam-se, praticamente, coincidentes até 200 metros (figura 3.91).

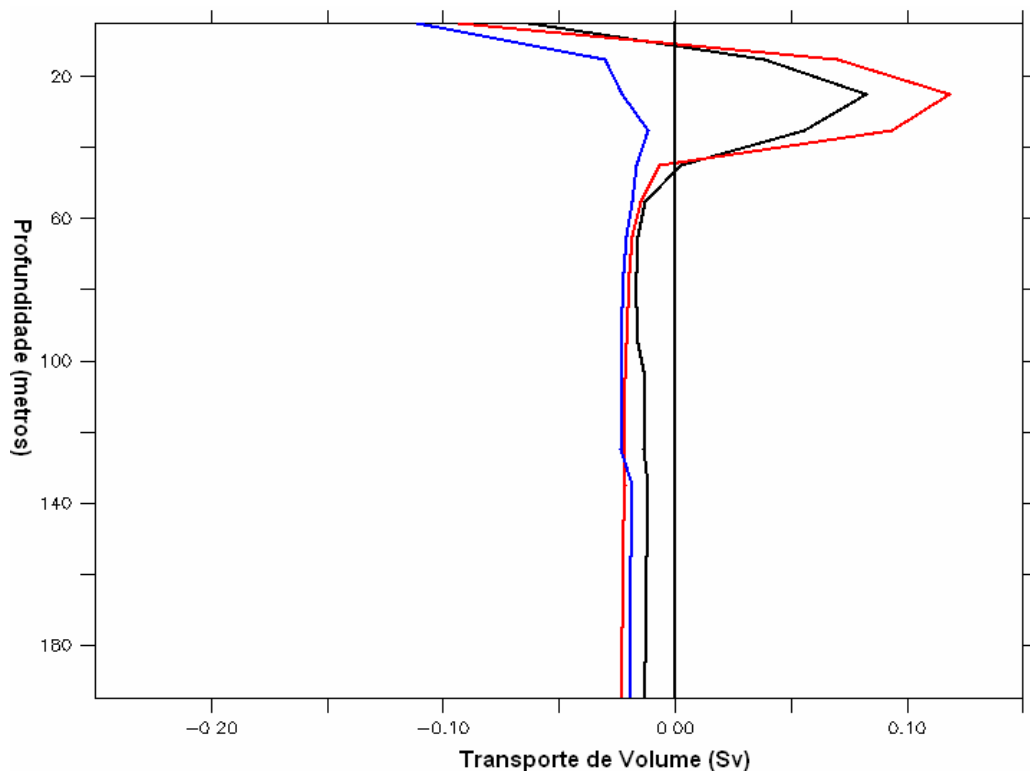


Figura 3.91 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África - Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

Na seção paralelo 32° Sul observa-se claramente, para os dados referentes à média da janela temporal, uma intensificação em superfície do giro subtropical oceânico na bacia do Atlântico Sul. Tal fato pode ser evidenciado na figura 3.93, na qual é possível observar valores positivos na porção leste da bacia e negativos na porção oeste. Esse resultado parece indicar um fortalecimento dos escoamentos associados à CB junto a costa da América do Sul e à CBE junto à costa da África.

Na figura 3.92, pode-se observar valores negativos de anomalia nas camadas profundas e de fundo oceânicas no lado oeste da bacia. Esses valores sugerem uma intensificação do transporte de volume associado à circulação da APAN e uma desintensificação da circulação de fundo associada à água antártica de fundo.

Na região central da bacia observa-se um núcleo de valores positivos de anomalia na longitude aproximada de 20° W. Esse núcleo se estende de 1000 metros de profundidade até o fundo oceânico. Esse resultado indica uma diminuição do transporte de volume para sul

nos níveis compreendidos entre 500 e 2500 metros e uma intensificação no transporte para norte encontrado, nessa região, de 2500 até o fundo oceânico (figura 3.92).

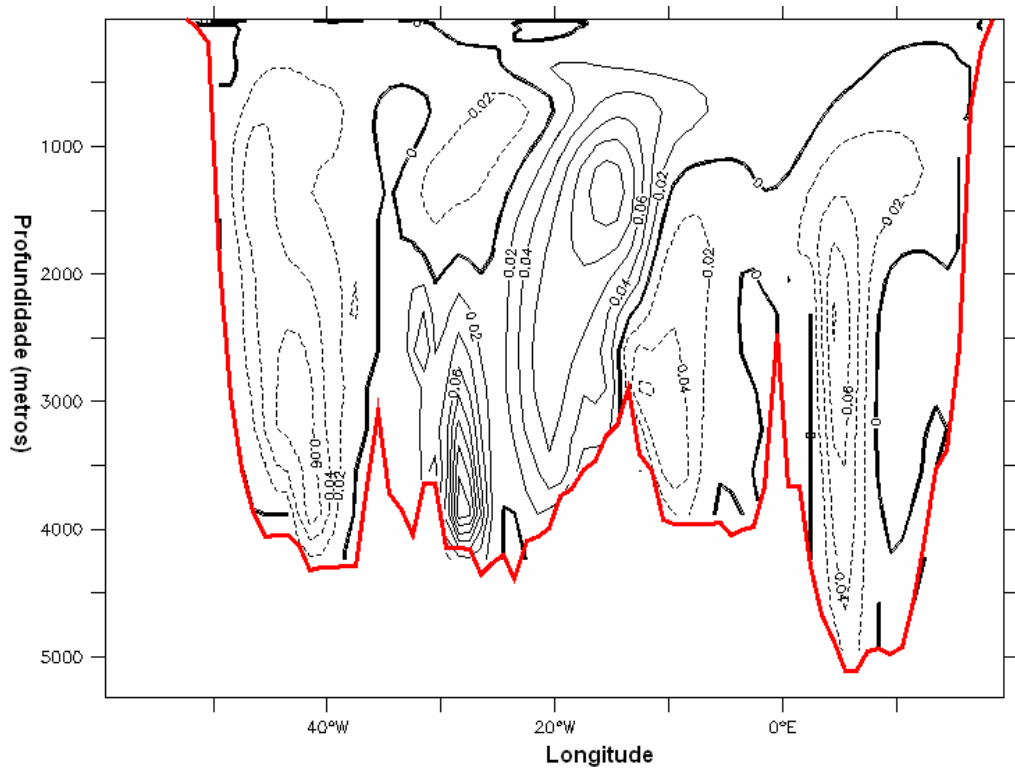


Figura 3.92 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de pico de energia na seção Paralelo 32° Sul.

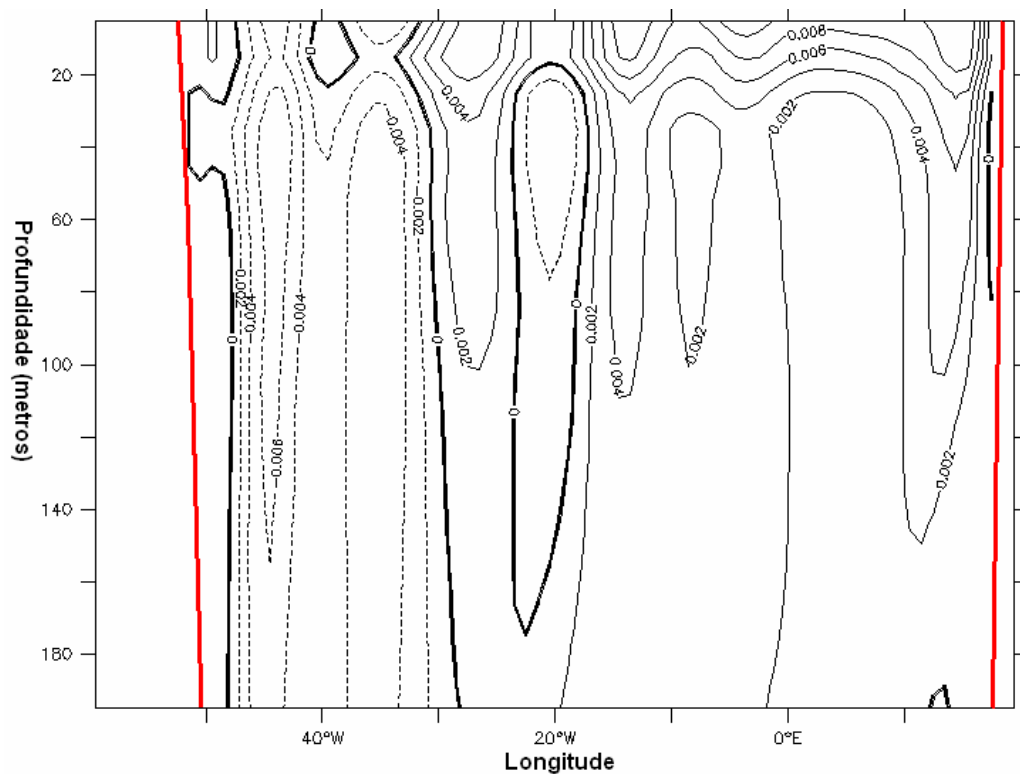


Figura 3.93 Campo de anomalia de transporte de volume médio para a janela temporal de energia máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

No pico de energia cinética observa-se um pequeno aumento da circulação oceânica associada ao giro subtropical do Atlântico Sul em superfície (figuras 3.94 e 3.95). Para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento observa-se novamente anomalias significativas em níveis profundos e de fundo na região oeste da bacia do Atlântico Sul. Na região central da bacia de 500 metros até o fundo oceânico ocorre uma intensificação do transporte meridional para norte. Junto à costa da América do Sul há uma intensificação do transporte para sul em quase toda a coluna d'água de 500 metros até o fundo oceânico. Uma região próxima a longitude de 30° W abaixo dos 2000 metros de profundidade é notável um processo de intensificação para norte. Nas camadas superficiais para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento observa-se uma intensificação da circulação para sul, junto a América do Sul e para o norte junto ao continente africano.

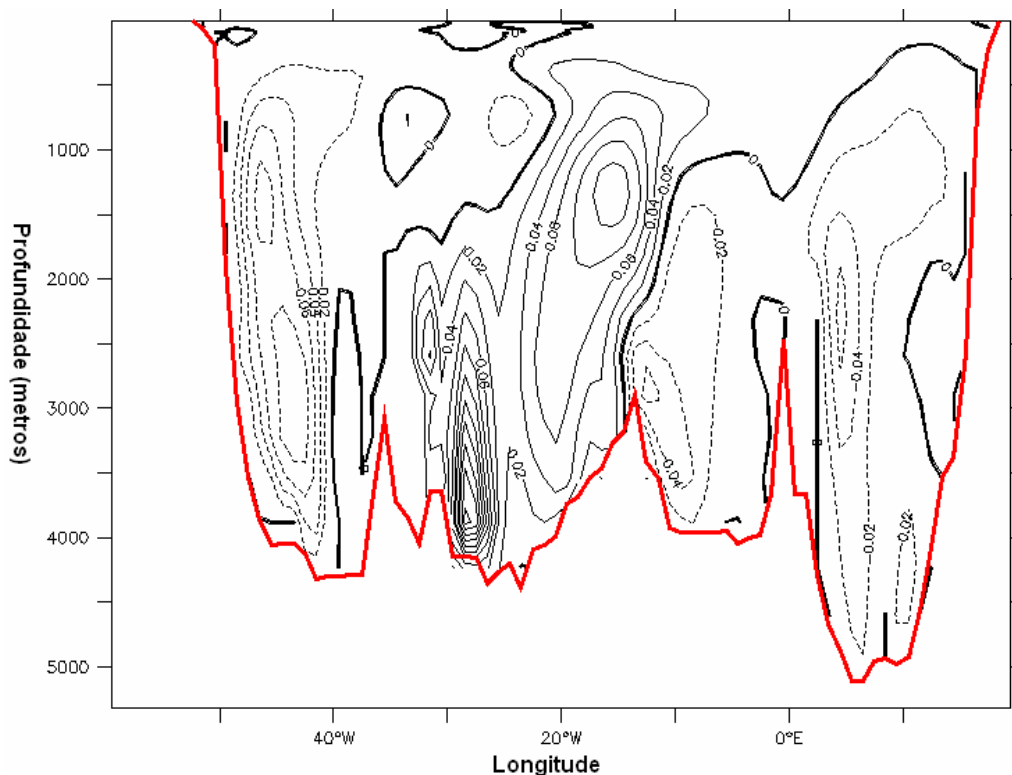


Figura 3.94 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul.

Os perfis verticais dos transportes de volume integrados zonalmente na seção Paralelo 32° Sul referentes ao pico de trabalho realizado pelo vento e a média da janela temporal apresentam intensificação do transporte de volume meridional para norte até aproximadamente a profundidade de 1000 metros (figuras 3.98 e 3.99). Entre as profundidades de 1000 e 3000 metros os valores de anomalia são positivos indicando uma possível intensificação do transporte para sul nessas camadas. Nas camadas abaixo de 4000

metros é possível observar valores negativos de anomalia o que indica uma desintensificação do transporte para norte nessas camadas. Nos níveis superficiais os dados referentes à média da janela de energia máxima são positivos indicando para essas camadas um aumento do transporte de volume meridional para norte. Os dados referentes aos picos de energia cinética e de trabalho realizado pelo vento apresentam diminuição desse transporte sendo a referente ao primeiro, mais significativa.

A seção Equador Atlântico apresenta perfis verticais de transporte de volume com comportamento semelhante aos da seção Paralelo 32° Sul, porém com maiores variabilidades nos níveis superficiais (figuras 3.100 e 3.101).

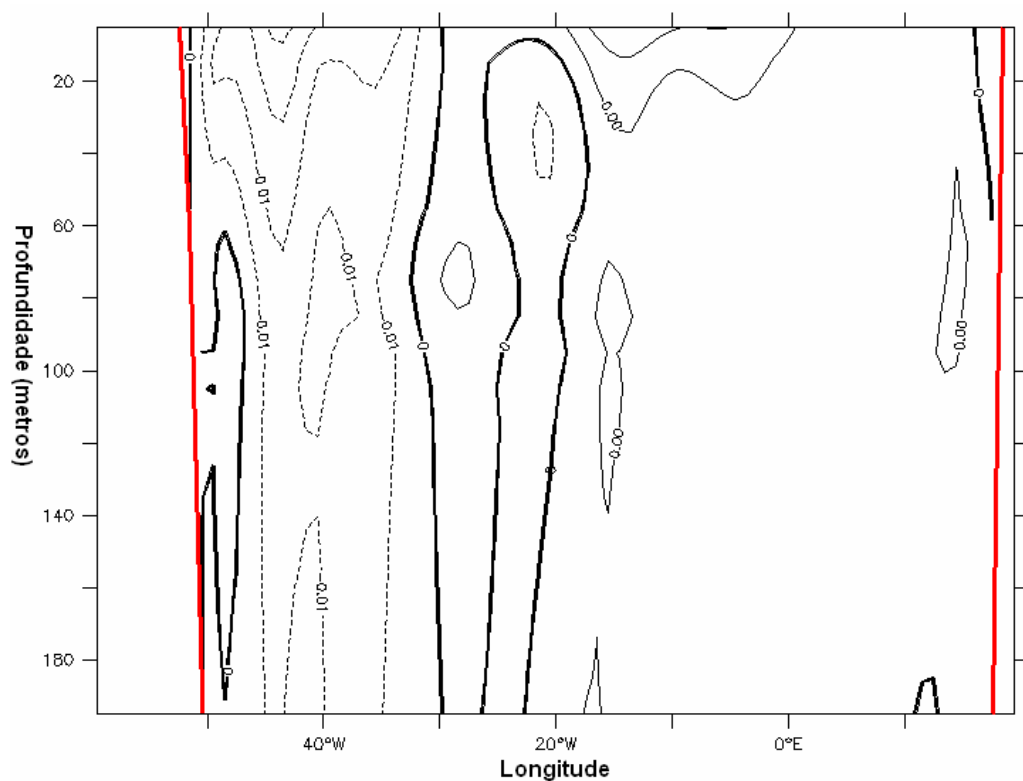


Figura 3.95 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

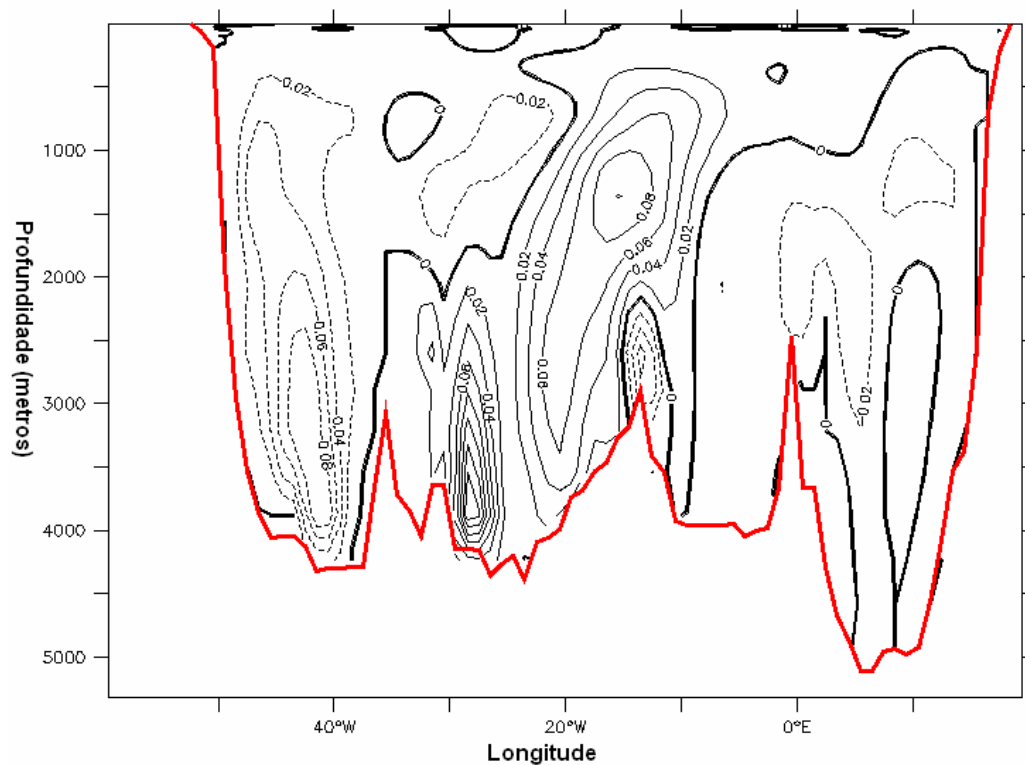


Figura 3.96 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul.

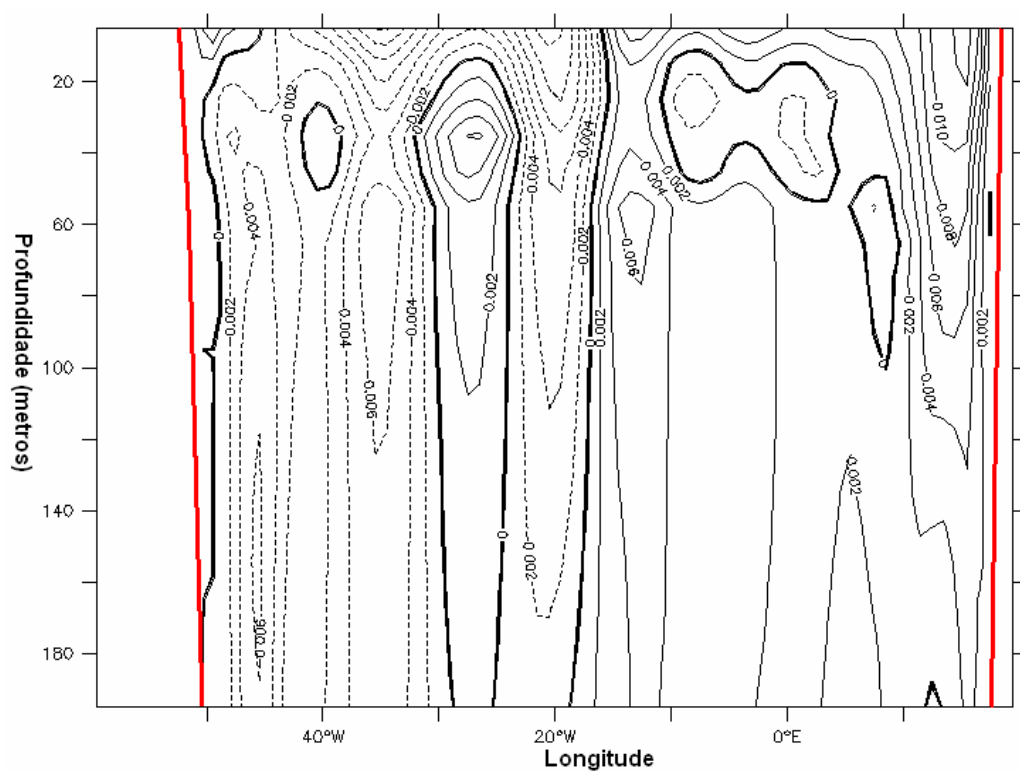


Figura 3.97 Campo de anomalia de transporte de volume para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

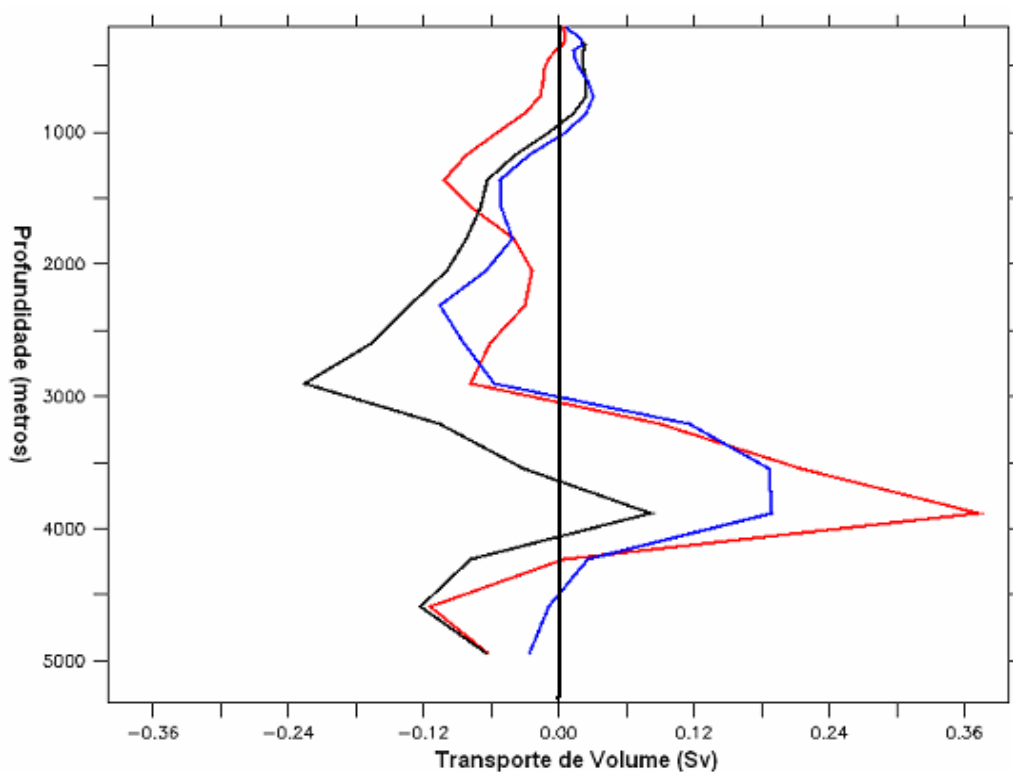


Figura 3.98 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.

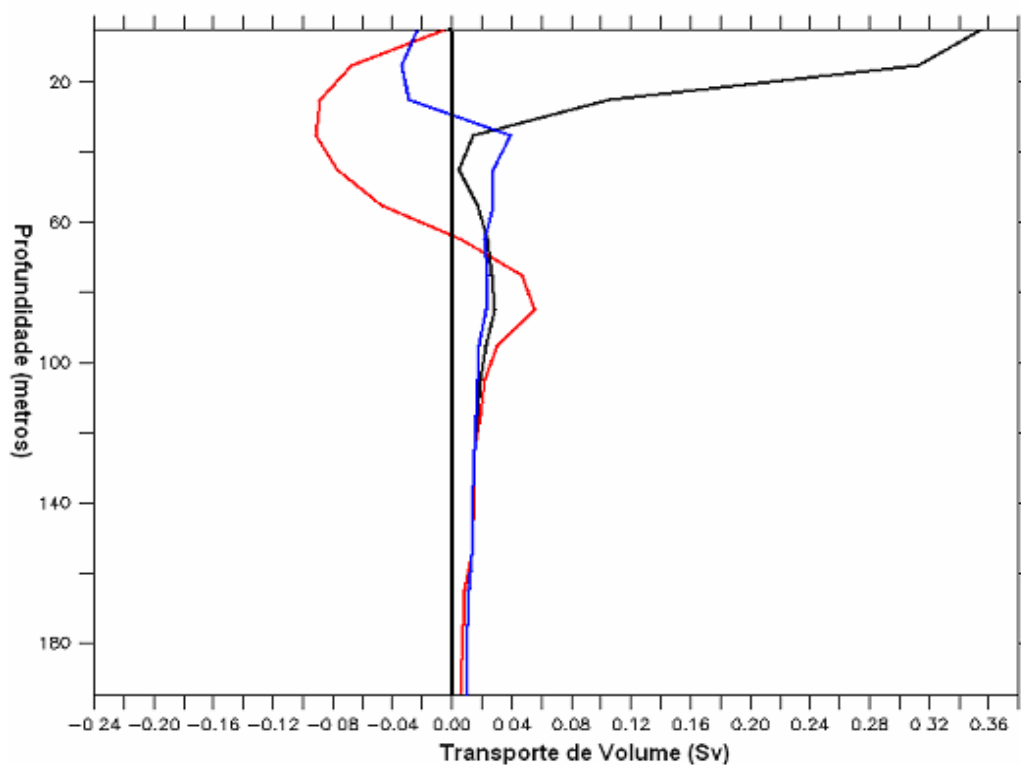


Figura 3.99 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

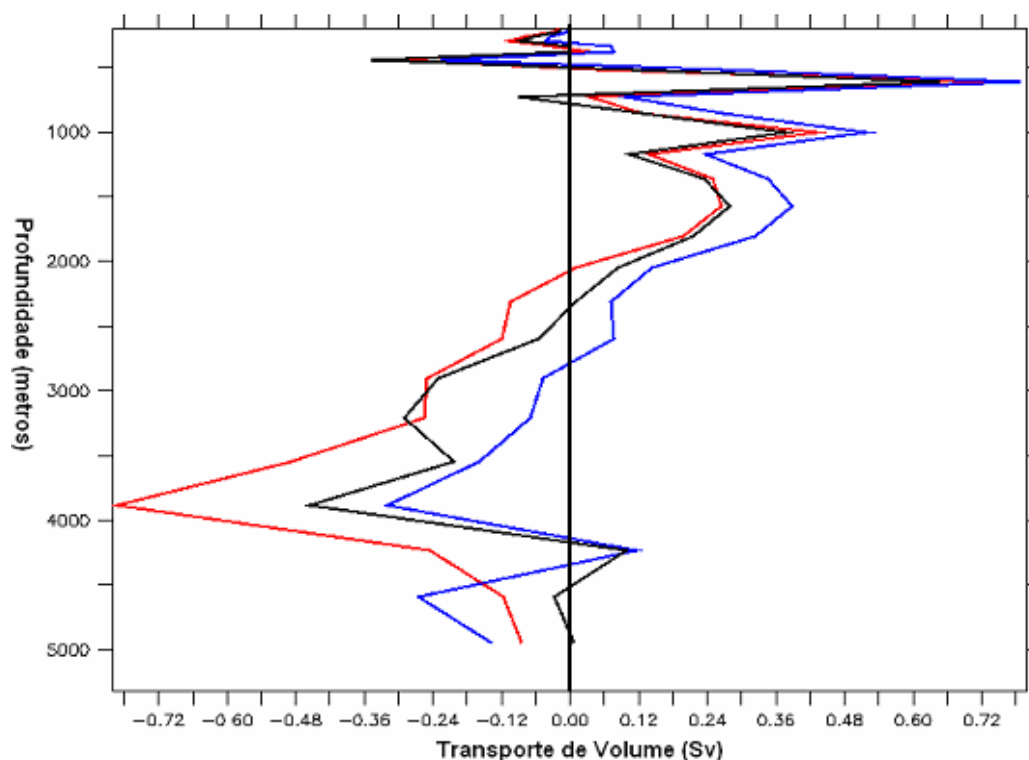


Figura 3.100 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.

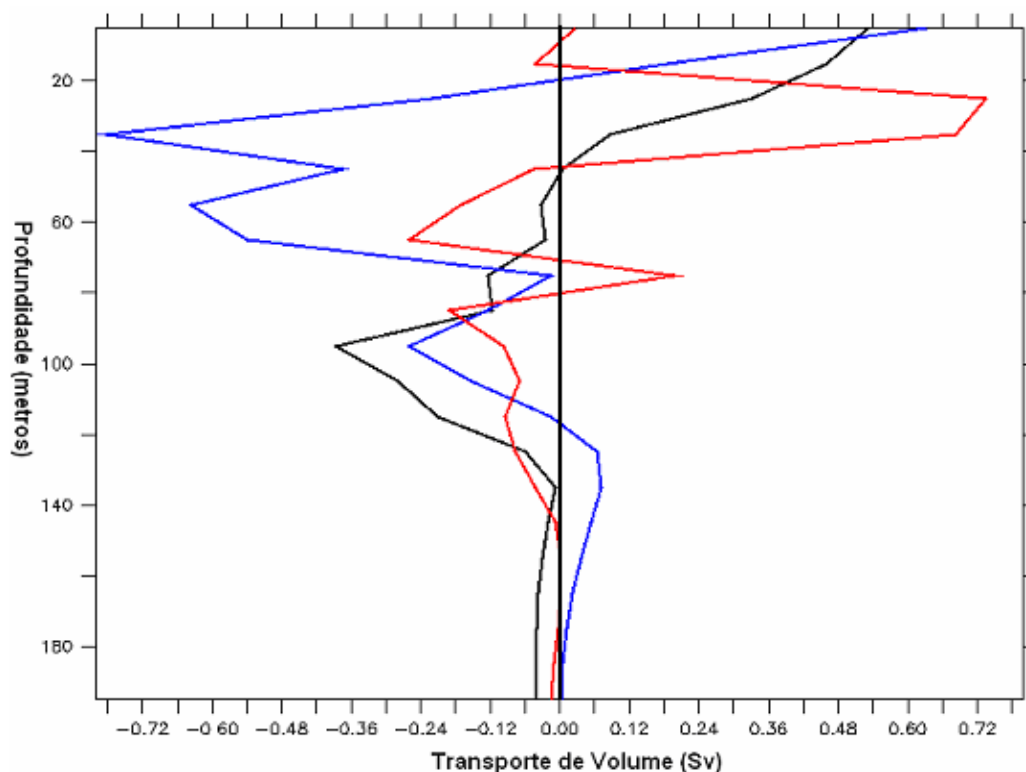


Figura 3.101 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

3.2.2 O transporte de calor

O transporte de calor foi alterado significativamente em todas as seções monitoradas. Na tabela 3.14 são apresentados os valores de anomalia de transporte de calor integrado em toda a coluna d'água para todas as seções monitoradas. Observa-se uma desintensificação do transporte de calor nas três seções meridionais que monitoram o transporte de calor associado a CCA. A seção Paralelo 32° Sul apresenta valor positivo de anomalia indicando uma intensificação do transporte de calor, integrado na coluna d'água, para norte no Atlântico Sul. Os maiores valores percentuais de anomalia são encontrados nas seções zonais do Pacífico. A seção 55° Norte Pacífico chega a apresentar 317,5 % de transporte de calor anômalo. É importante observar que para o período considerado foram observados valores de variância muito maiores que a média obtida na seção considerada. No Atlântico a seção zonal Equador Atlântico apresentou o maior percentual de variação do transporte de calor meridional. Na figura 3.102 está esquematizada a distribuição espacial das anomalias de transporte de calor e suas variâncias associadas em todas as seções monitoradas para a janela temporal de energia máxima.

Tabela 3.14 Valores de anomalia de transporte de calor integrados (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais para o mês de pico de energia cinética. Também são apresentados os valores dos percentuais de anomalia para os meses da janela temporal de energia máxima.

Seções	Média de anomalia de Transporte de Calor	Anomalia de Transporte de Calor no pico (energia)	Anomalia de Transporte de Calor no pico (vento)	% de Transporte de Calor anômalo para a janela temporal
Drake	-0,02386 ($\pm 0,0004$)	-0,03	0,003	1,3
África – Antártica	-0,0048571 ($\pm 0,003$)	-0,019	-0,074	0,4
Paralelo 32° S	0,073614 ($\pm 0,012$)	-0,01	0,029	10,7
Equador Atlântico	-0,132 ($\pm 0,6267$)	0,128	-0,610	44,29
55° Norte Atlântico	-0,06119 ($\pm 0,007$)	-0,0931	-0,129	11,38
Equador Pacífico	0,3098 ($\pm 5,666$)	-1,47	-2,368	45,69
55° Norte Pacífico	0,127429	-0,97	-2,032	317,5

		($\pm 2,479$)			
Austrália	–	-0,06329	-0,136	-0,164	2,92
Antártica		($\pm 0,006$)			
Indonésia		0,1478571	0,016	0,254	11,57
		($\pm 0,009$)			

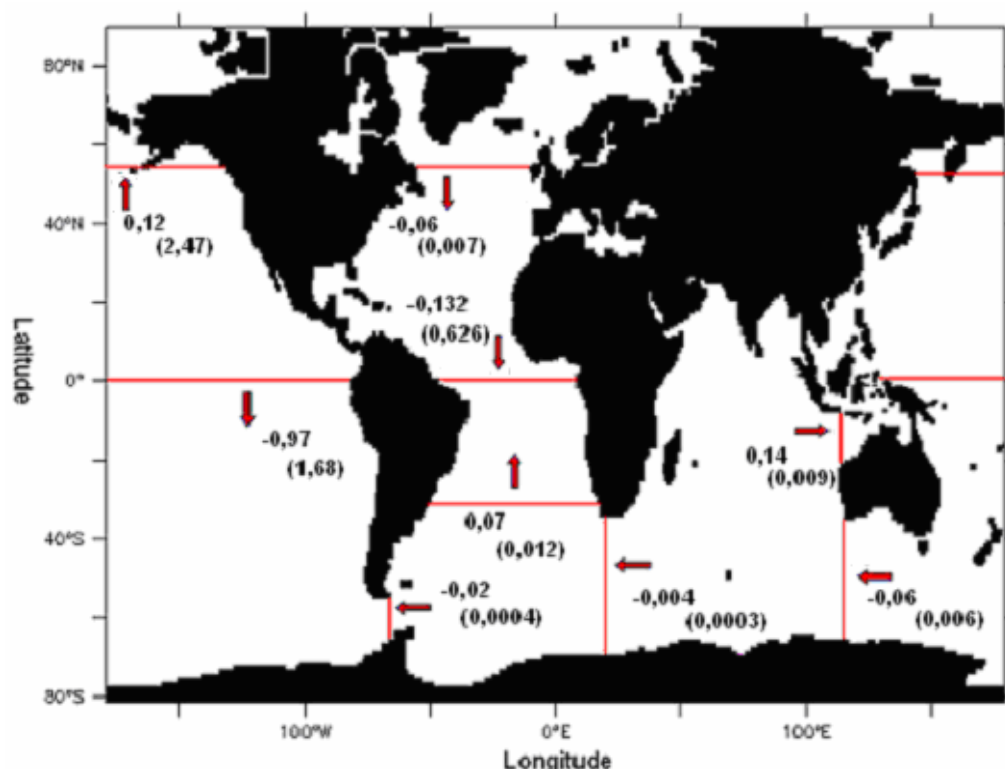


Figura 3.102 Distribuição espacial das anomalias e variâncias associadas (entre parênteses) dos transportes de calor médios para a janela temporal de máxima energia integrados até o fundo oceânico em todas as seções monitoradas. As setas indicam o sentido do transporte de calor.

O transporte de calor meridional global integrado em toda a coluna d'água apresentou significativas mudanças durante os meses da janela temporal de energia máxima. Foi observado aumento do transporte de calor meridional para as três classes de dados analisadas: janela temporal de energia cinética máxima, mês de pico de energia cinética e mês de pico de trabalho realizado pelo vento. Analisando a figura 3.103 observa-se uma intensificação da célula meridional de circulação global de calor nos oceanos durante a janela temporal de energia máxima. Esse aumento torna-se mais evidente no aumento de transporte para sul entre 20° S e 0° e no aumento de transporte para norte entre 40° N e 0° (figuras 3.103). No mês de pico de energia cinética observa-se um aumento significativo do transporte de calor para norte, existente no Hemisfério Sul, entre as latitudes de 20° S e 40° S (3.104). O mês de pico de trabalho realizado pelo vento apresenta

aumento máximo de até 2,0 PW do transporte de calor meridional (figura 3.105). Esse valor é encontrado entre as latitudes de 0° e 40° N. Esse valor ressalta a importância do transporte realizado pelo vento em advectar calor nos oceanos.

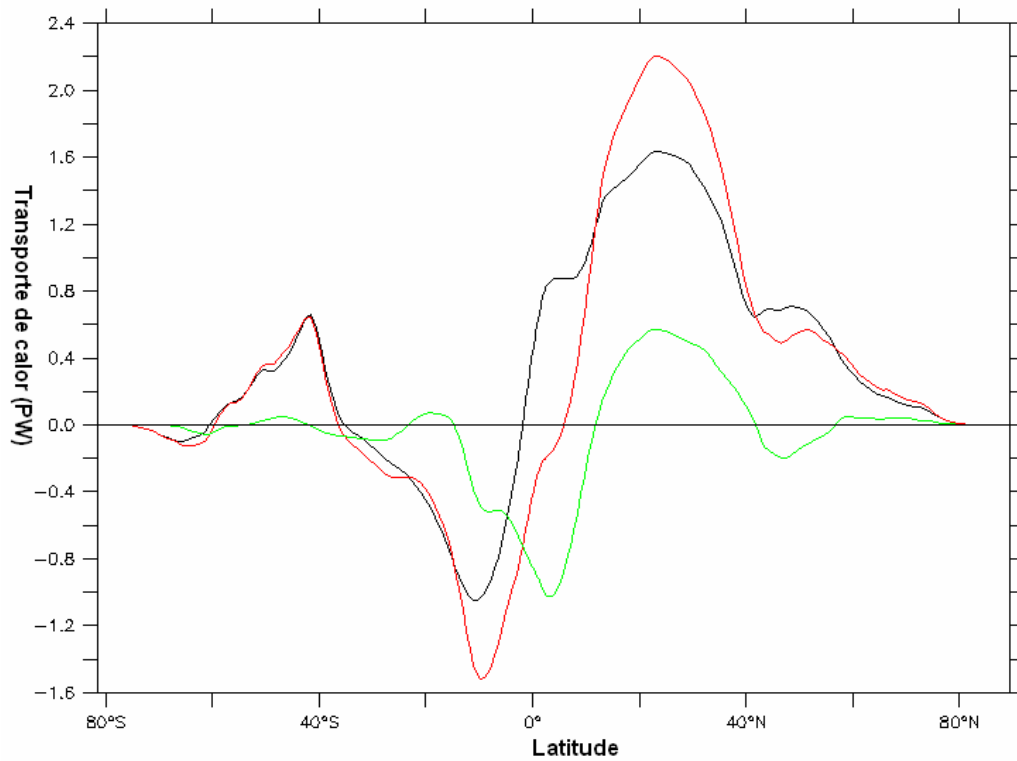


Figura 3.103 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o período de janela máxima de energia obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.

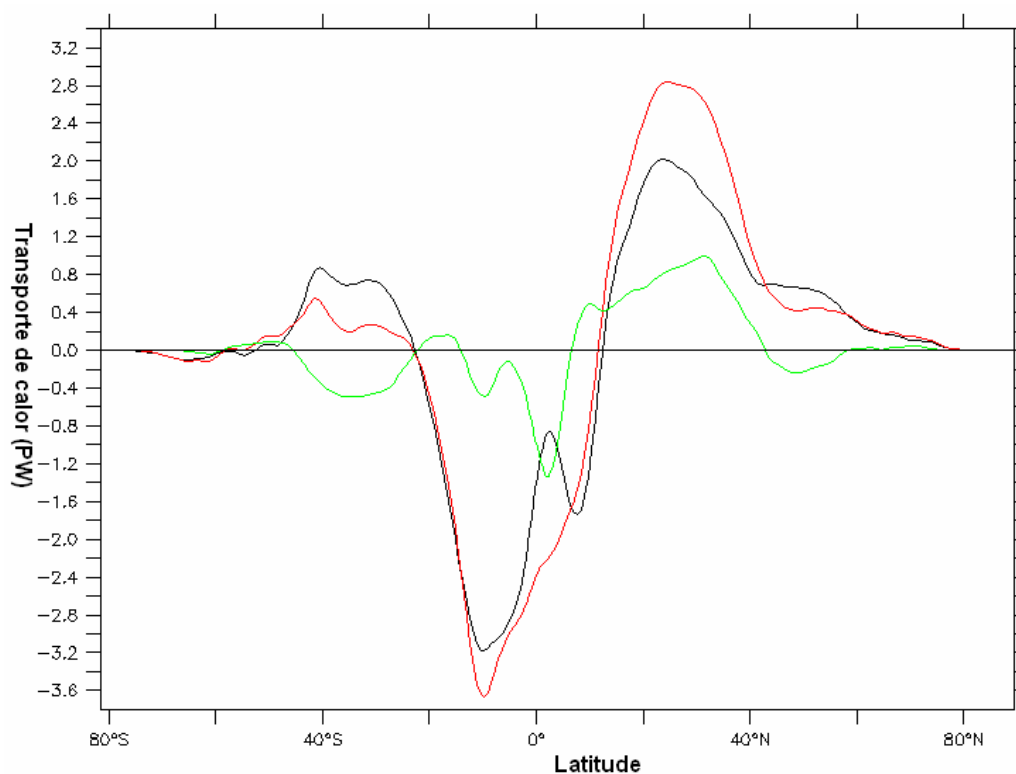


Figura 3.104 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o mês de pico de energia cinética obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.

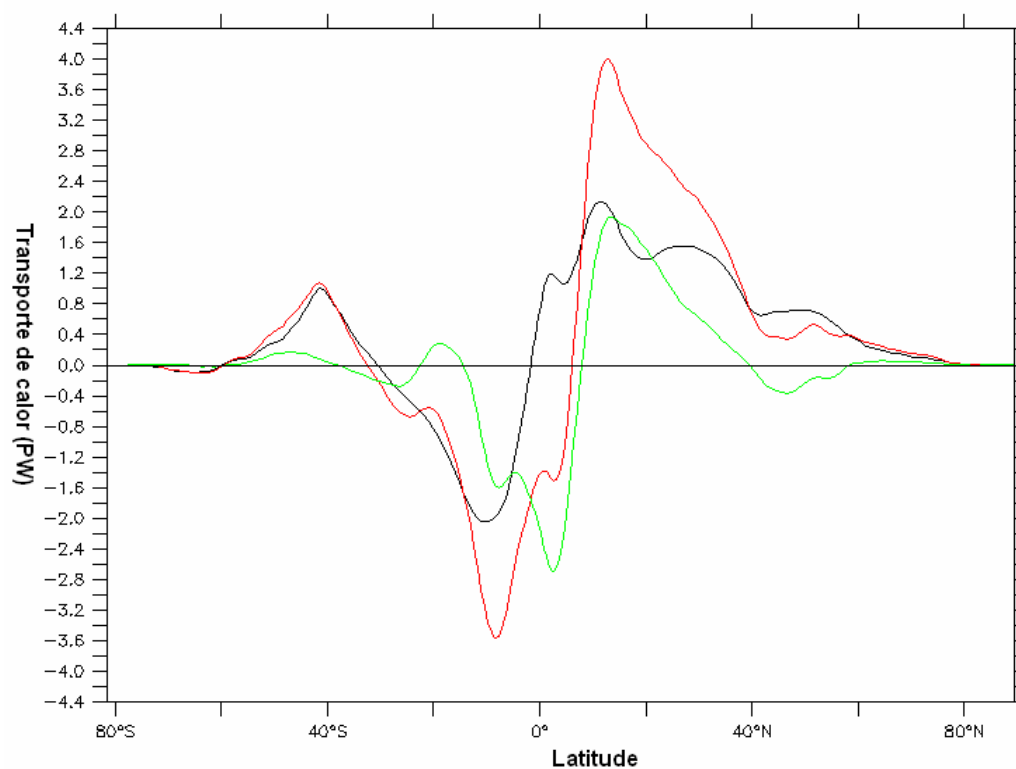


Figura 3.105 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.

Na passagem de Drake, pode-se observar intensificação do transporte de calor zonal junto à extremidade norte da seção. Essa região ocupa profundidades de 500 a 1000 metros. Entre 500 e 1500 metros na área compreendida entre as latitudes de 60° S a 64° S nota-se a presença de valores negativos de anomalia indicando uma desintensificação do transporte de calor zonal. Esses valores foram obtidos para os dados médios referentes à janela temporal de energia cinética máxima cujos campos espaciais são apresentados na figura 3.106. Nas camadas superficiais observa-se, até 200 metros de profundidade, regiões bem definidas de aumento e diminuição do transporte de calor zonal (figura 3.107). Valores positivos são observados da extremidade norte da passagem até a latitude aproximada de 60° S e valores negativos de anomalia são observados entre as latitudes de 60° S e 64° S.

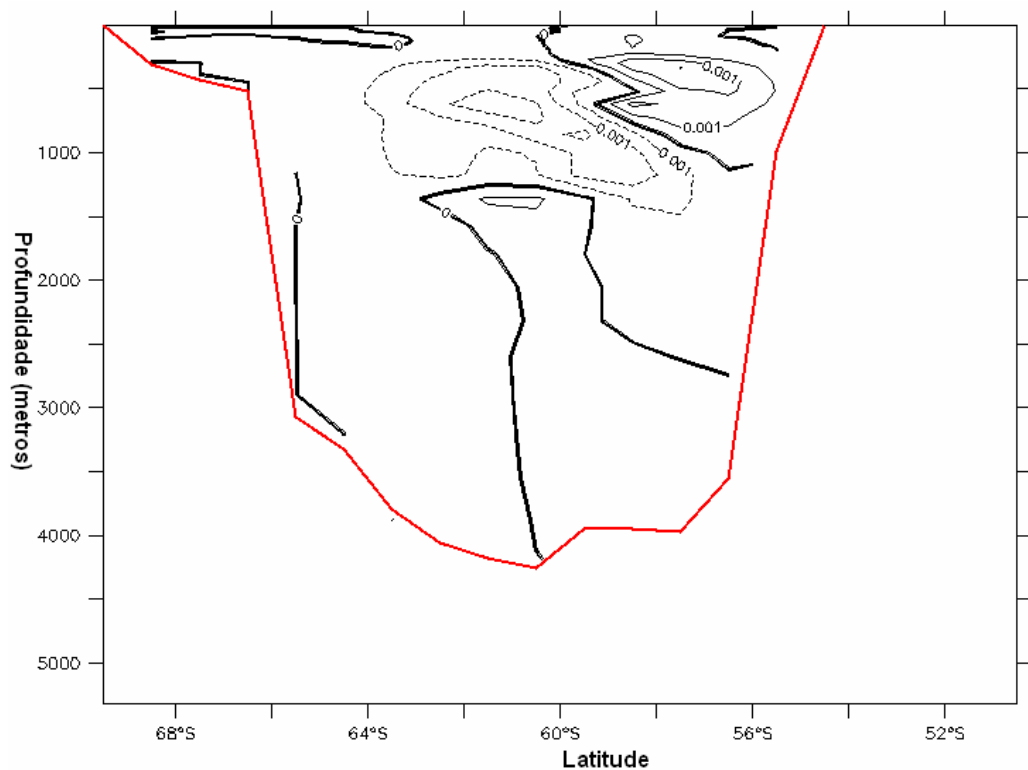


Figura 3.106 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Drake da superfície até o fundo oceânico.

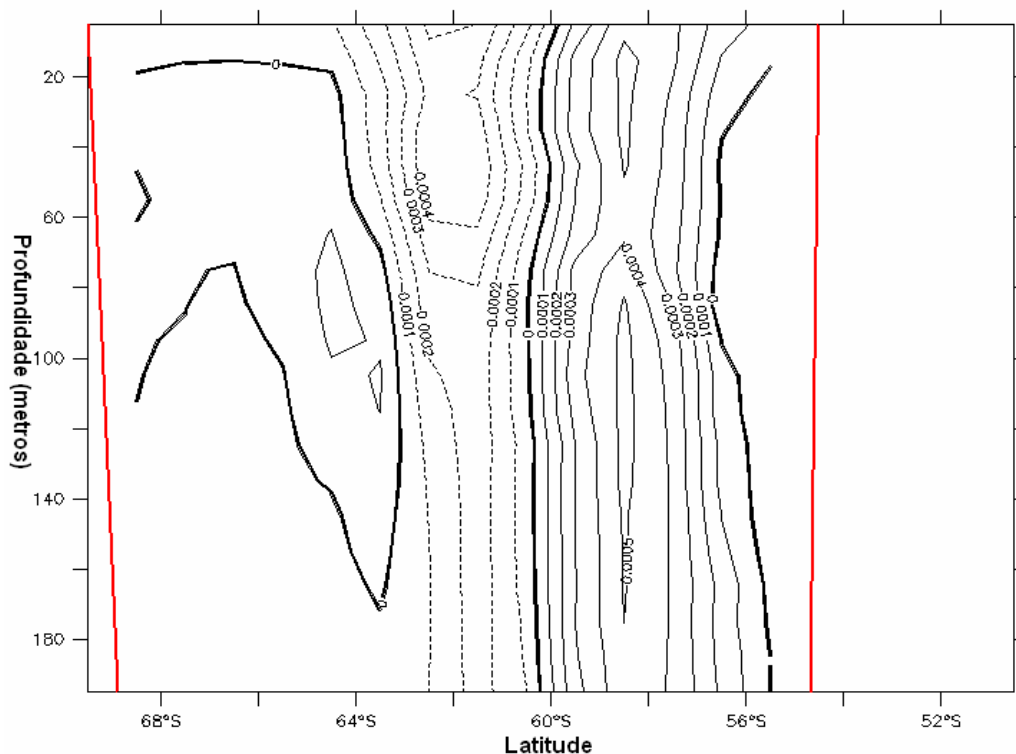


Figura 3.107 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

Para o mês de pico de energia cinética observa-se um comportamento semelhante ao descrito anteriormente quanto à distribuição espacial das anomalias na seção (figura 3.108). No entanto é possível observar, principalmente nas camadas superficiais, valores mais intensos de anomalia de transporte de calor zonal (figura 3.109).

O mês de pico de trabalho realizado pelo vento apresenta um aumento dos valores de anomalia positiva em relação aos casos anteriores (figura 3.110). A distribuição espacial das anomalias ainda apresenta padrão semelhante, no entanto, para os primeiros 200 metros de profundidade observa-se um significativo aumento dos valores de anomalia positiva (figura 3.111). Tal fato indica uma intensificação do transporte de calor zonal nessa região associado ao trabalho realizado pelo vento.

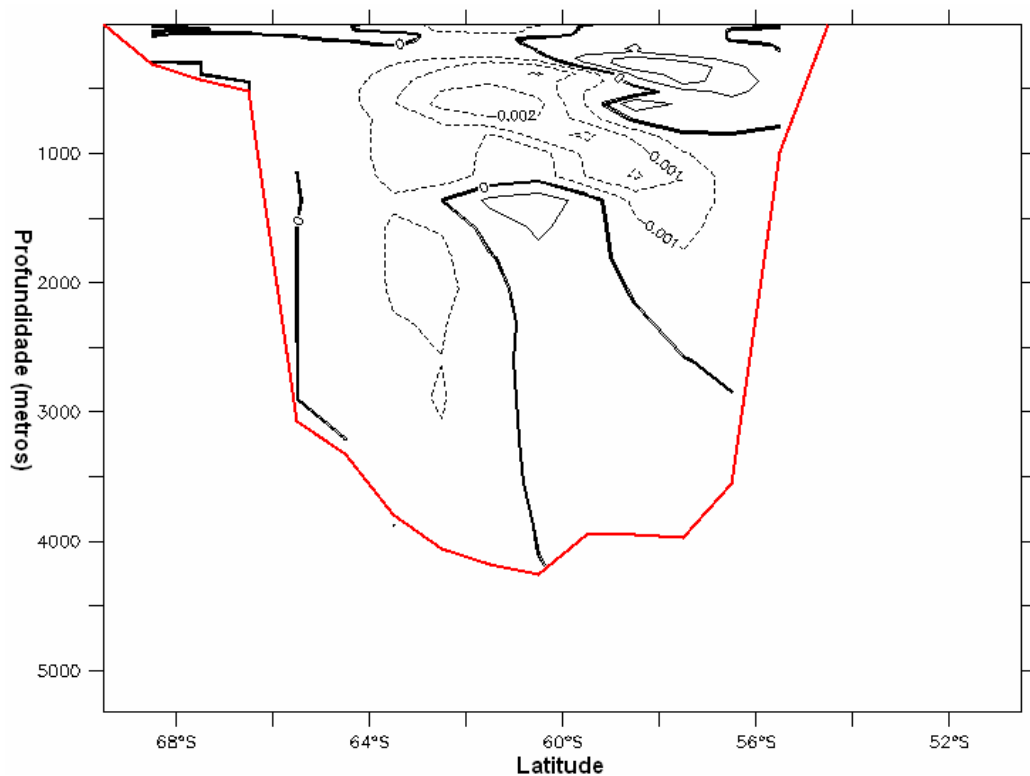


Figura 3.108 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Drake da superfície até o fundo oceânico.

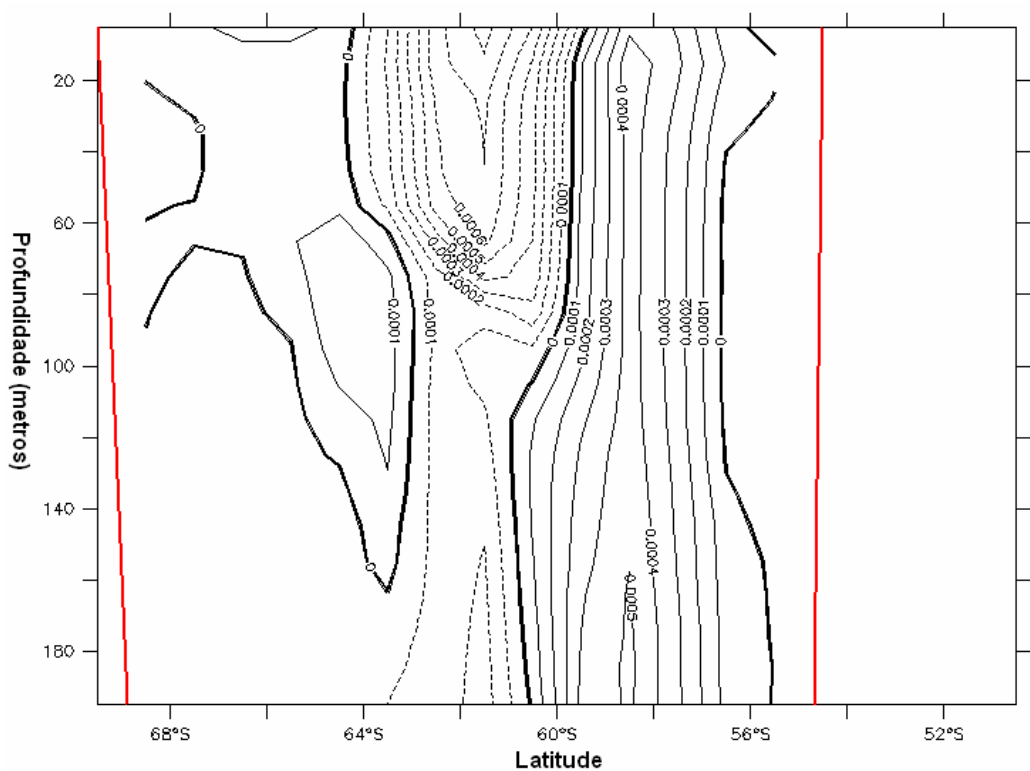


Figura 3.109 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

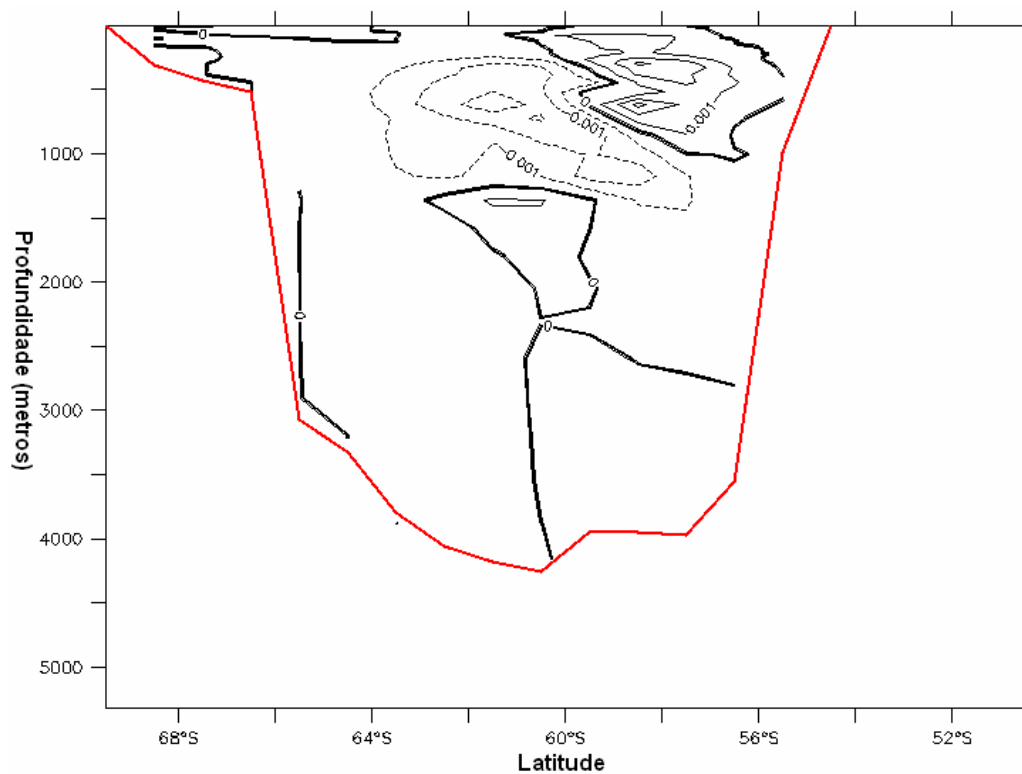


Figura 3.110 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake da superfície até o fundo oceânico.

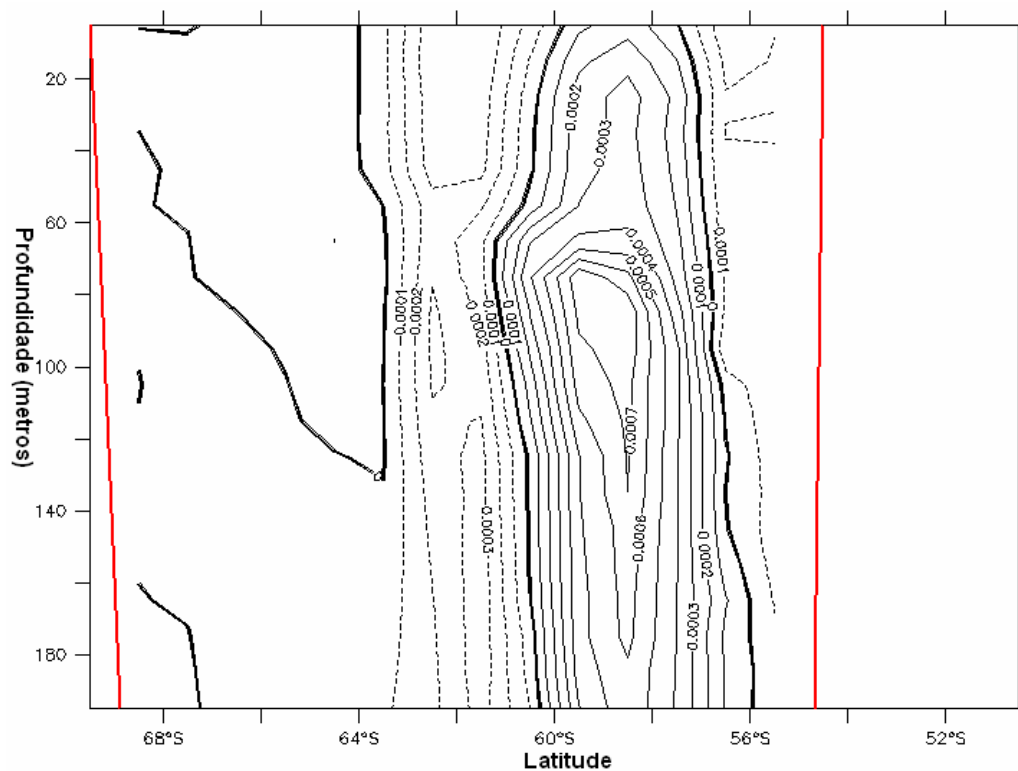


Figura 3.111 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Drake ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

Os perfis verticais de transporte, integrado meridionalmente, relativos à seção Drake elucidam, em alguns aspectos, as análises realizadas anteriormente. Nos primeiros 200

metros de profundidade, os perfis apresentam comportamento semelhante com desintensificação do transporte nos níveis compreendidos entre a superfície e 60 metros de profundidade (figura 3.112) . A partir dessa profundidade os três perfis apresentam valores positivos, sendo o transporte relativo ao mês de pico de trabalho realizado pelo vento o que mais se intensifica (figura 3.113). A partir de 300 metros de profundidade observa-se um forte desintensificação dos transportes de calor, relativos a cada uma das classes de dados nos níveis compreendidos entre 500 e 1200 metros. O perfil que apresenta menor desintensificação é o relativo a média da janela de máxima energia cinética. A partir de 1500 metros os três perfis continuam apresentando valores negativos até o fundo (figura 3.113). Esse resultado indica uma desintensificação do transporte de calor zonal na seção drake para esses níveis.

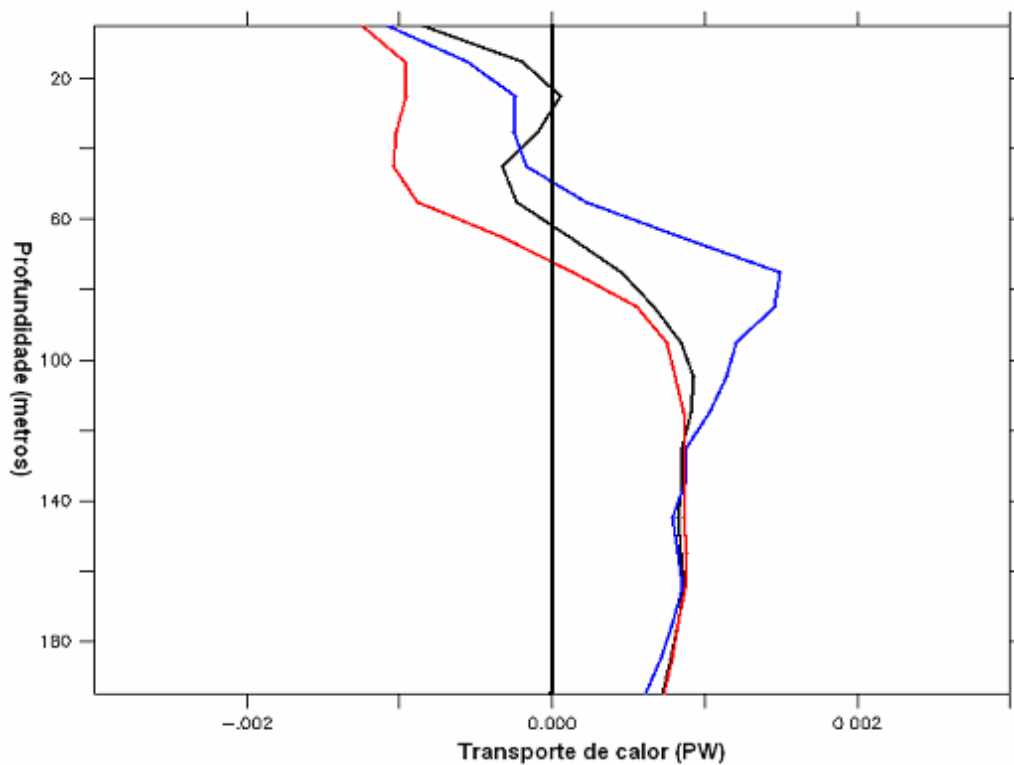


Figura 3.112 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado em uma seção zonal em 8° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

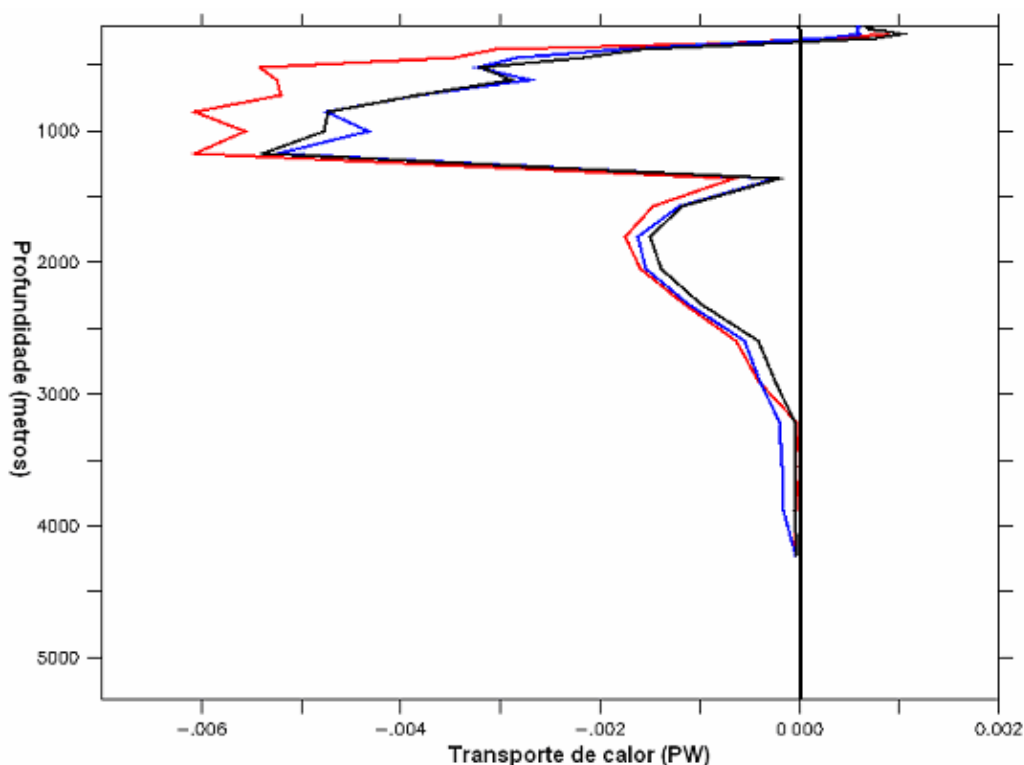
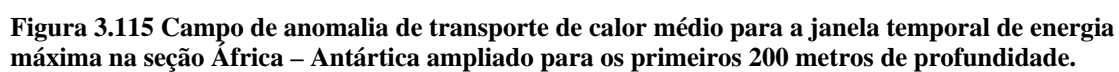
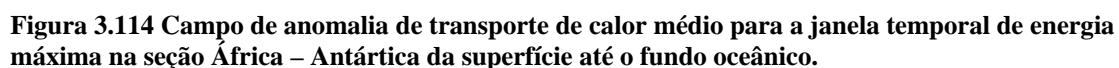


Figura 3.113 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.

Na seção África – Antártica observa-se claramente uma intensificação do transporte zonal de valor associado ao escoamento da CA em todas as classes de dados analisadas (figuras 3.114 e 3.115). Tal fato se torna evidente a partir da observação de valores de anomalia negativos na região que se estende do continente africano até 40° S. Essa intensificação se faz mais evidente nos primeiros 1000 metros de profundidade, no entanto valores negativos de anomalia ocorrem até 3000 metros de profundidade. Observa-se também uma intensificação do transporte de calor zonal associado ao escoamento da CCA até 4000 metros de profundidade na região compreendida entre 40° S e 48° S aproximadamente (figura 3.115).

Nos primeiros 200 metros de profundidade é notável o fortalecimento do transporte de calor para oeste junto ao continente africano se estendendo, em superfície, até 42° S e 40° S para o restante da coluna d'água até 200 metros (figura 3.114). Pode-se observar também para os primeiros 200 metros de profundidade os valores de anomalia positivos, associados ao escoamento da CCA são, em termos absolutos, menos intensos que os valores de anomalia negativos associados ao escoamento da CA. Tal fato é observado para os valores médios na janela temporal de energia cinética máxima.



139

3.116). Nos primeiros 200 metros o transporte de calor se apresenta com menores intensidades com relação ao apresentado para a janela de energia cinética máxima (figura 3.117).

Nos dados referentes ao mês de pico de trabalho realizado pelo vento, pode-se observar uma forte intensificação do transporte de calor zonal associado a CA (figuras 3.118 e 3.119). É possível observar valores positivos de anomalia associados à CCA em toda a coluna d'água entre as latitudes aproximadas de 40° S a 45° S. A região que se estende de aproximadamente de 53° S a 45° S entre 500 e 4000 metros de profundidade apresenta uma forte desintensificação do transporte de calor aí associado ao escoamento da CCA.

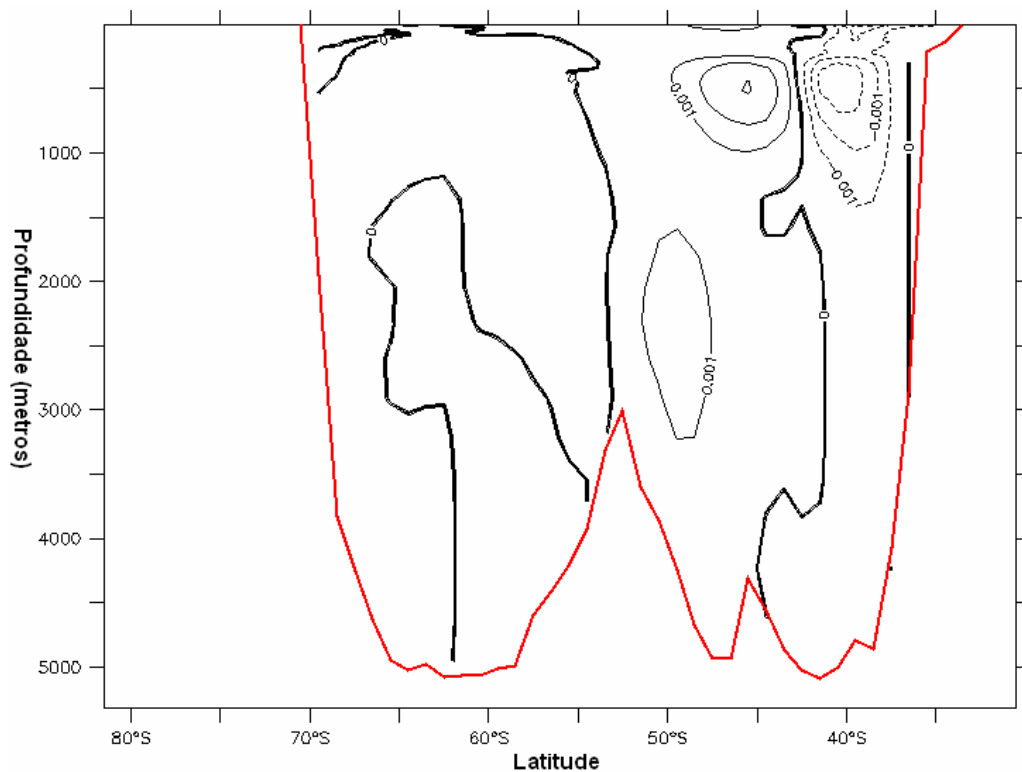


Figura 3.116 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de pico de energia cinética na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

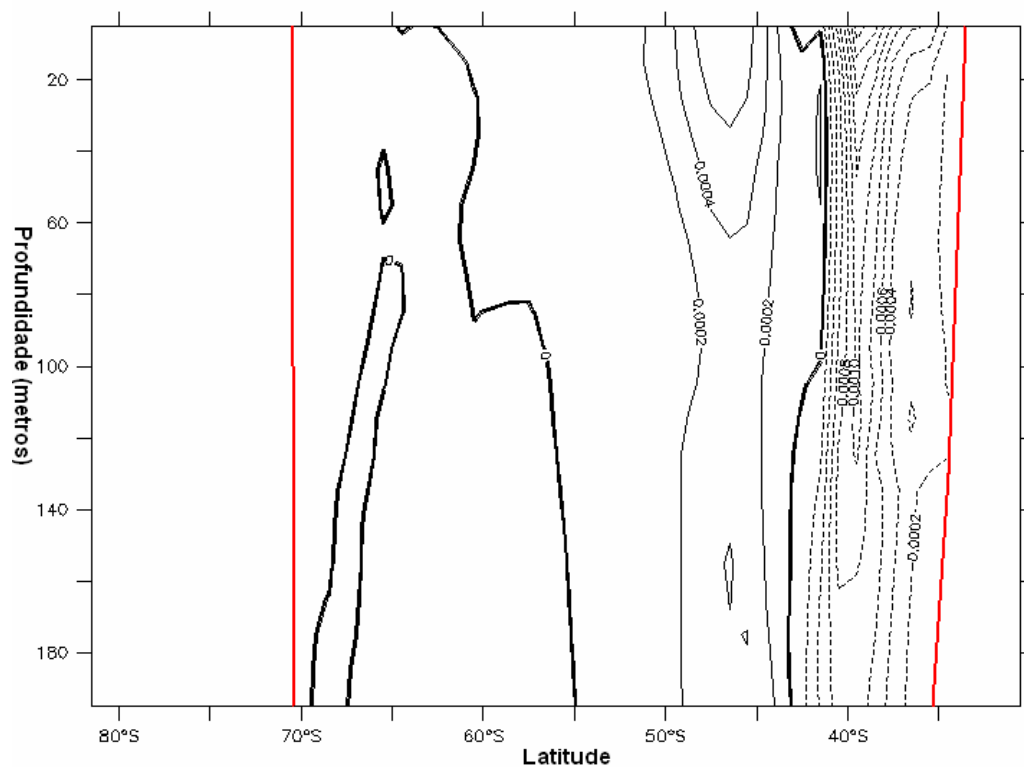


Figura 3.117 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

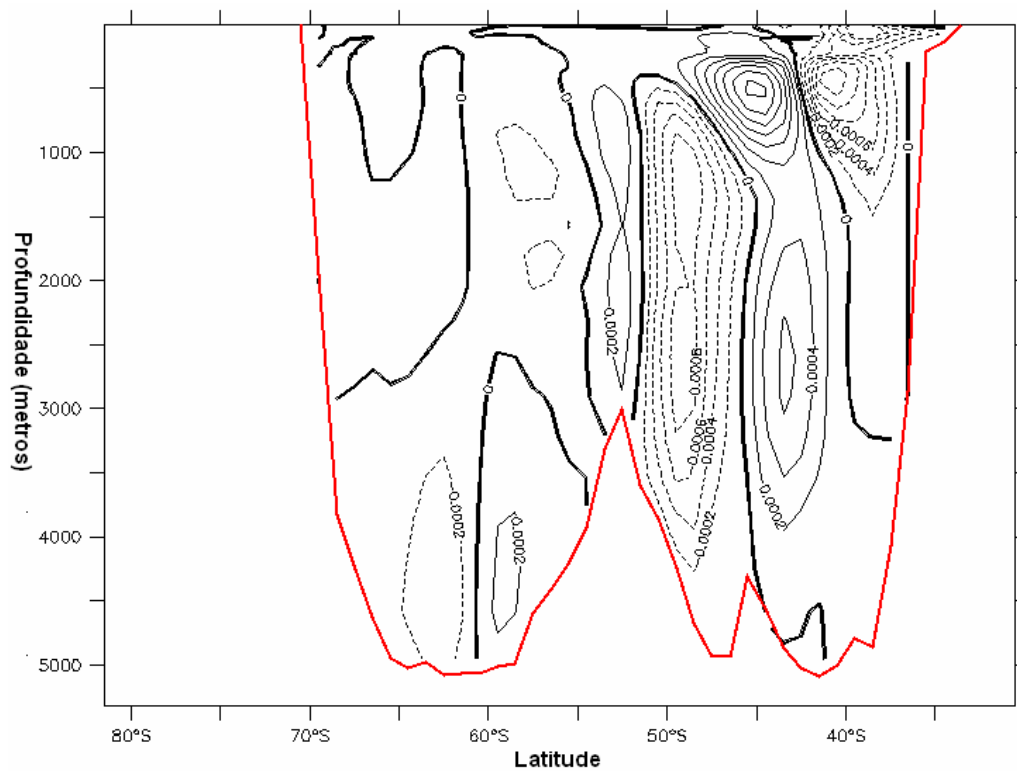


Figura 3.118 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica da superfície até o fundo oceânico.

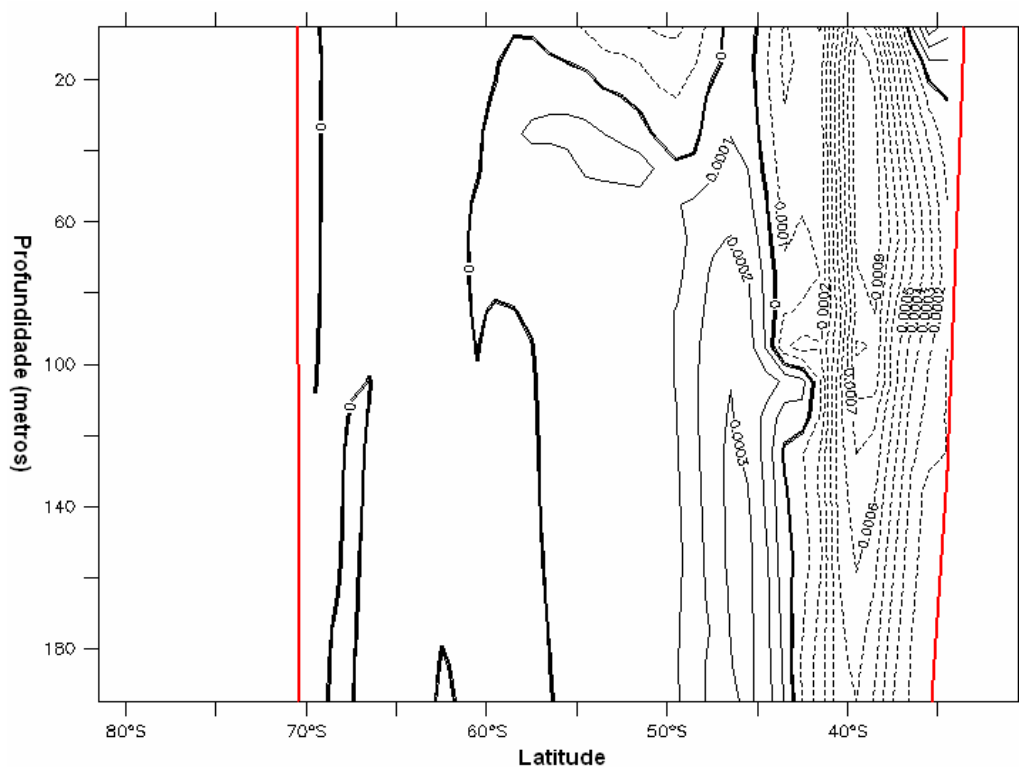


Figura 3.119 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção África – Antártica ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade

Os perfis verticais de anomalia de transporte de calor integrado meridionalmente na seção África – Antártica apresentam valores negativos para os primeiros 200 metros de profundidade (figura 3.120). O perfil que apresenta valores de anomalia mais negativos é o referente ao mês de pico de trabalho realizado pelo vento. Esse resultado pode indicar uma desintensificação do transporte de calor zonal para leste nesses primeiros níveis (figura 3.120). Os perfis verticais referentes à média da janela de energia cinética máxima e do mês de pico de energia cinética apresentam, para as profundidades compreendidas entre 200 e 5500 metros, comportamento semelhante (figura 3.121). Os valores de anomalia referentes ao pico mensal de energia cinética apresentam valores de anomalia mais intensos. Pode-se observar uma significativa desintensificação do transporte de calor zonal para leste entre as profundidades de 800 e 1500 metros. A partir dessa profundidade, a ocorrência de valores positivos de anomalia, indica uma intensificação da condição de controle até a profundidade de 4000 metros. A partir dessa profundidade o transporte de calor zonal integrado na seção é para oeste, portanto a presença de valores positivos assegura a sua desintensificação (figura 3.121).

O perfil referente ao mês de pico de trabalho realizado pelo vento diferentemente dos demais apresenta para os níveis entre 200 e 4000 metros uma permanente condição de

desintensificação do transporte de calor zonal para leste. Os níveis entre 800 e 2000 metros de profundidade apresentam os maiores valores de anomalia negativa. Nos níveis compreendidos entre 4000 metros e o fundo oceânico ocorre a intensificação do transporte de calor zonal integrado para oeste.

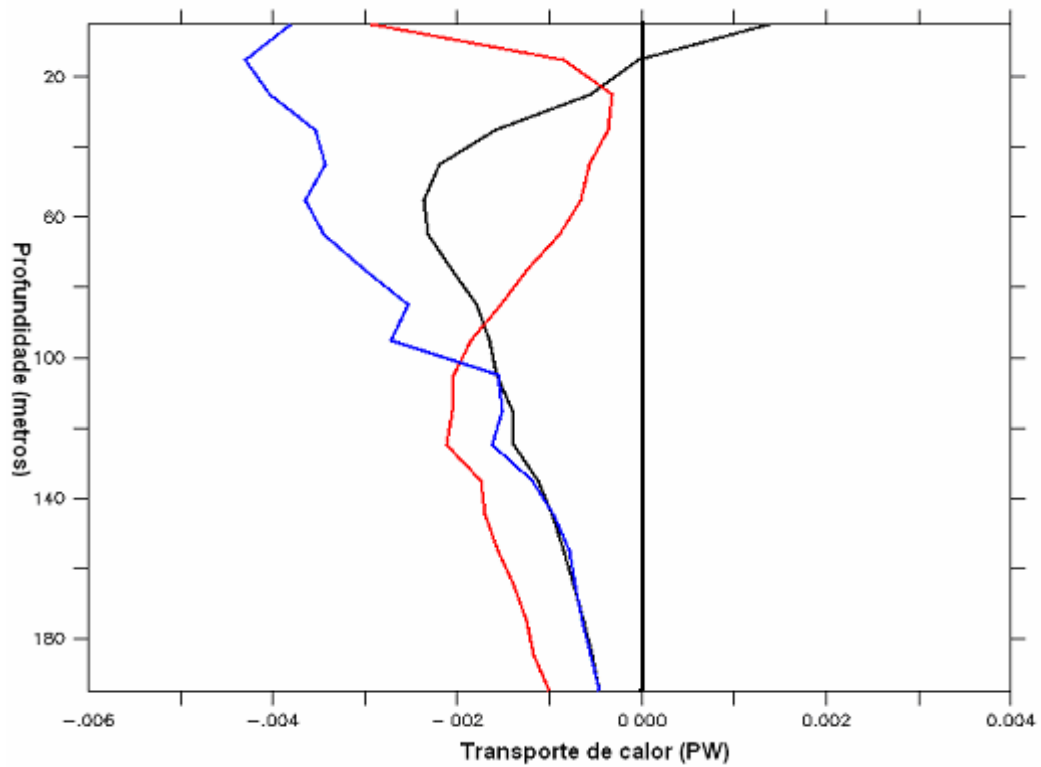


Figura 3.120 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

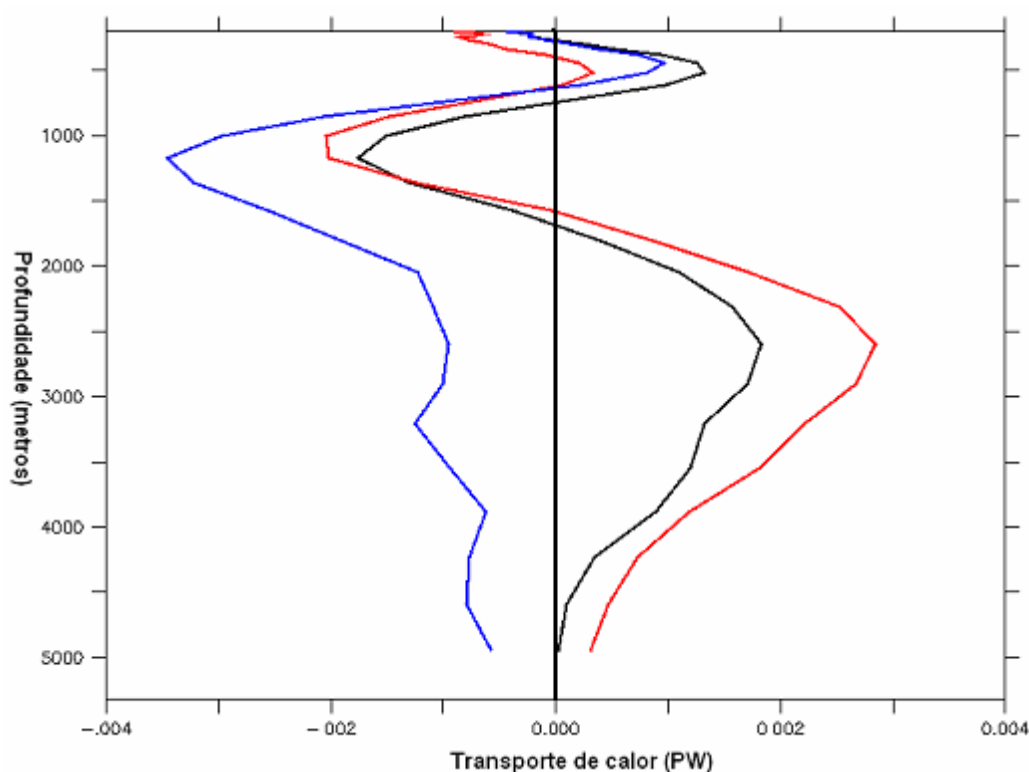


Figura 3.121 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor zonal meridionalmente integrado na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.

Na seção Paralelo 32° S o transporte de calor meridional apresenta-se, para a média da janela temporal de energia máxima, valores negativos de anomalia em quase toda a coluna d'água da região que se estende da América do Sul a 45° W (figura 3.122). Na região central da seção de 500 metros de profundidade até o fundo oceânico observa-se valores positivos de anomalia. Valores negativos de anomalia também podem ser observados entre o continente africano e 10° W em níveis compreendidos entre 500 e 400 metros de profundidade (figura 3.122).

Nos primeiros 200 metros de profundidade observa-se a presença de anomalias positivas junto ao continente africano e anomalias negativas junto à América do Sul (figura 3.123). Esse aspecto parece indicar um fortalecimento do giro subtropical do Atlântico Sul.

Os dados referentes ao mês de pico de energia cinética apresentam o mesmo padrão de distribuição espacial de anomalias obtido para os dados anteriores, porém com maiores intensidades (figura 3.124). Esse comportamento pode ser observado também para os valores obtidos nos primeiros 200 metros de profundidade (figura 3.125).

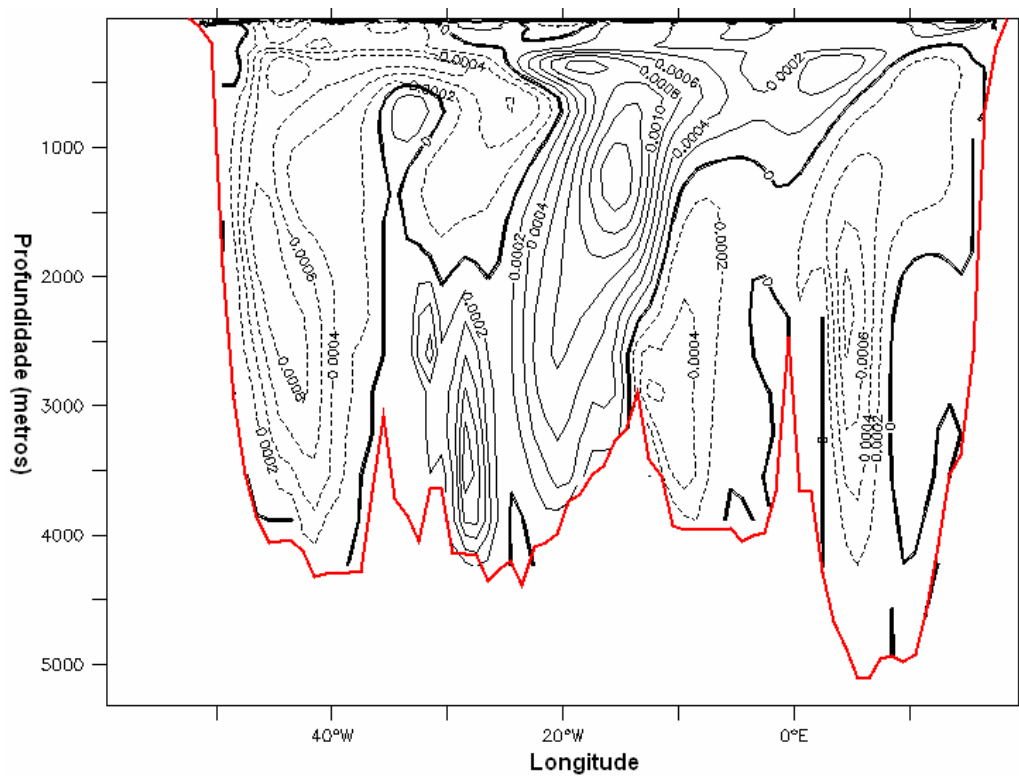


Figura 3.122 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Paralelo 32° Sul da superfície até o fundo oceânico.

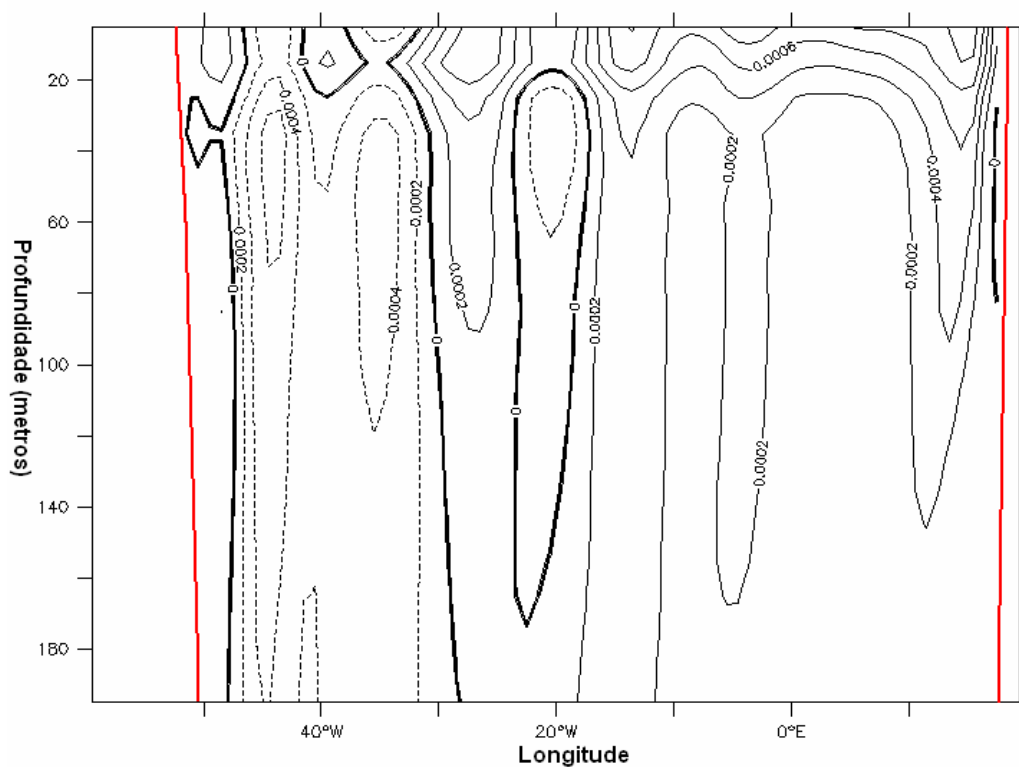


Figura 3.123 Campo de anomalia de transporte de calor médio para a janela temporal de energia máxima na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

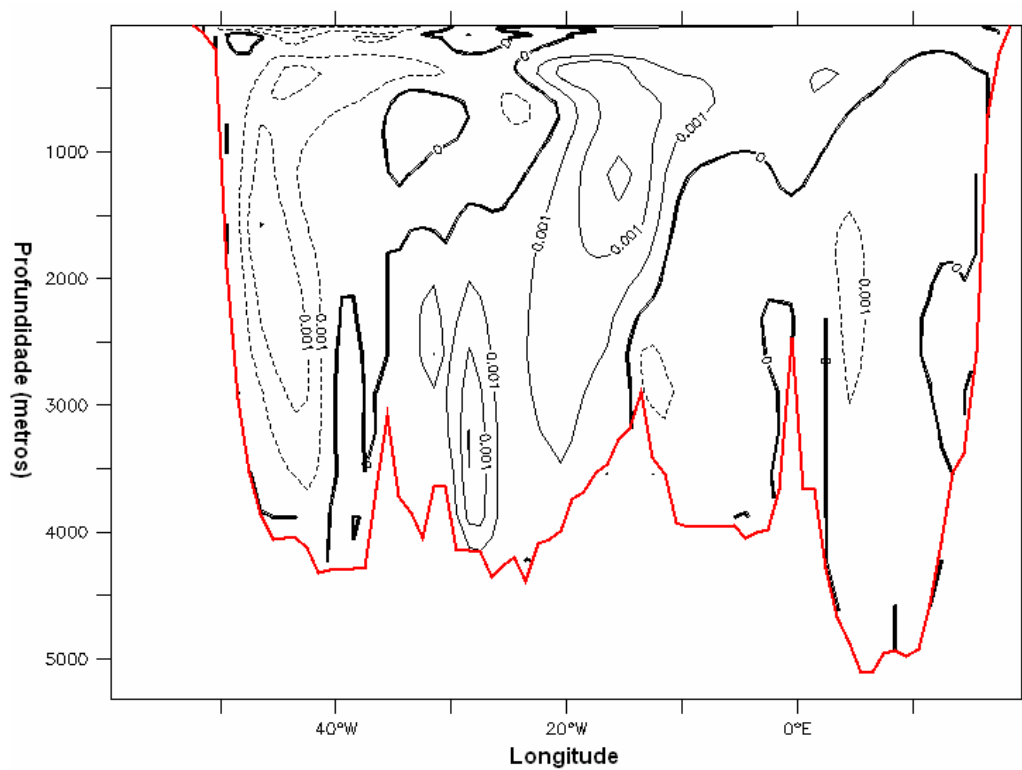


Figura 3.124 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul da superfície até o fundo oceânico.

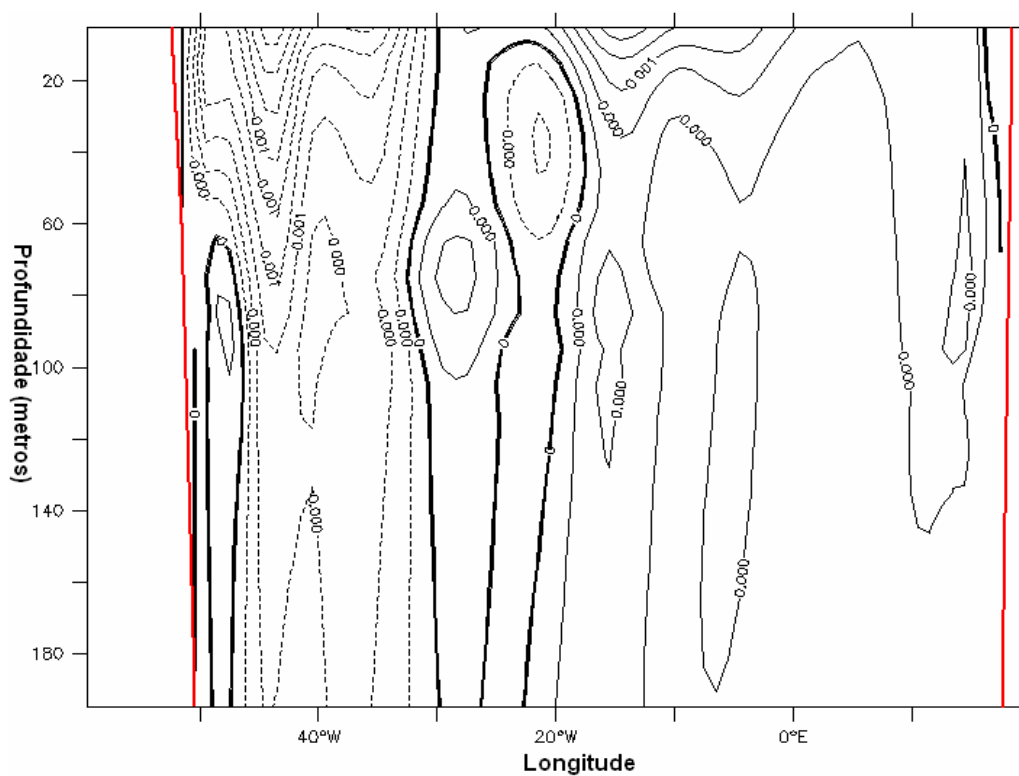


Figura 3.125 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de energia cinética na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

No mês de pico de trabalho realizado pelo vento observa-se a intensificação das anomalias de transportes de calor meridionais em toda a coluna d'água na região adjacente à América do Sul e na região central da seção (figura 3.126). No lado leste da bacia oceânica são observadas anomalias positivas entre 500 e 1000 metros de profundidade e 0° e 10°E. São observadas, junto ao continente africano, valores de anomalia negativos nos níveis compreendidos entre 500 e 1500 metros.

O campo de anomalias, para os primeiros 200 metros de profundidade, apresenta uma intensificação dos transportes associados às duas correntes de contorno adjacentes aos dois continentes (figura 3.127).

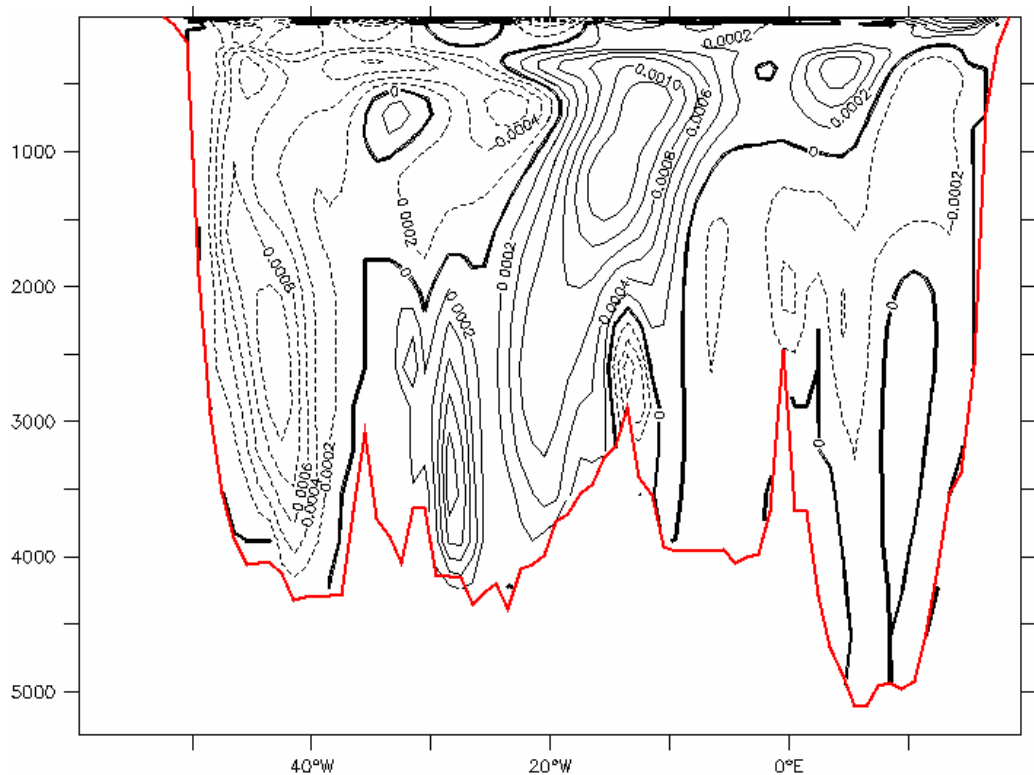


Figura 3.126 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul da superfície até o fundo oceânico.

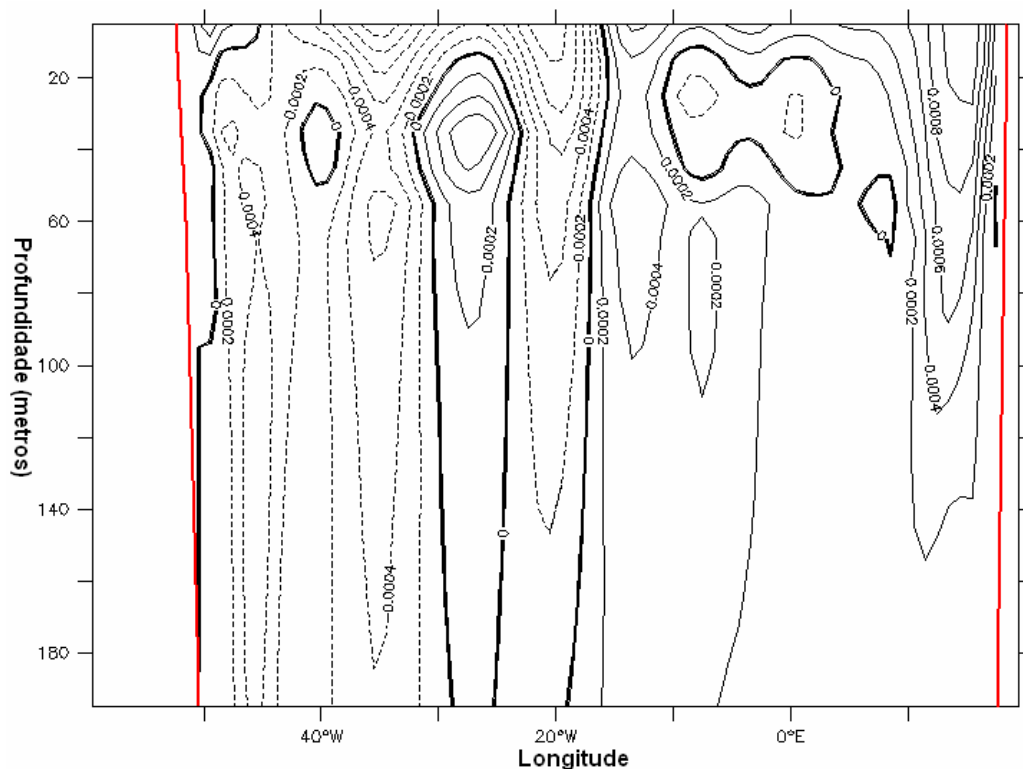


Figura 3.127 Campo de anomalia de transporte de calor para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento na seção Paralelo 32° Sul ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

Os perfis verticais de anomalia de transporte de calor integrado meridionalmente na seção Paralelo 32° Sul apresentam valores positivos para os primeiros 1000 metros de profundidade (figuras 3.128 e 3.129). Esse resultado indica uma intensificação do transporte de calor meridional para norte nesses níveis. Os perfis relativos aos meses de pico apresentam valores de anomalia negativos entre 1000 e 3000 metros indicando novamente uma intensificação do transporte meridional de calor para sul nesses níveis de profundidade (figura 3.129). De 3000 a 4000 metros a ocorrência de anomalias positivas indica um enfraquecimento do transporte meridional para sul nesses níveis. Os níveis abaixo de 4000 metros apresentam valores negativos indicando também uma desintensificação do transporte de fundo para norte nessa seção. O perfil médio para a janela de energia cinética máxima apresenta valores negativos de anomalia até a profundidade de 3500 metros e valores positivos de 3500 a 4200 metros.

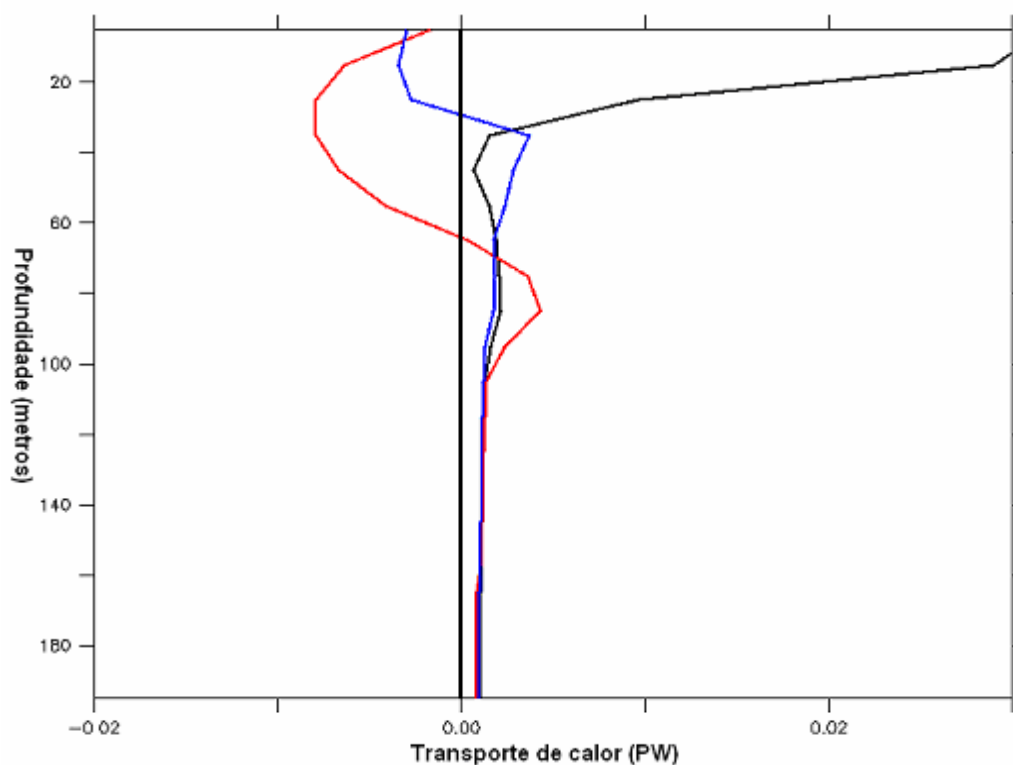


Figura 3.128 Perfis verticais de anomalia de transporte de volume meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

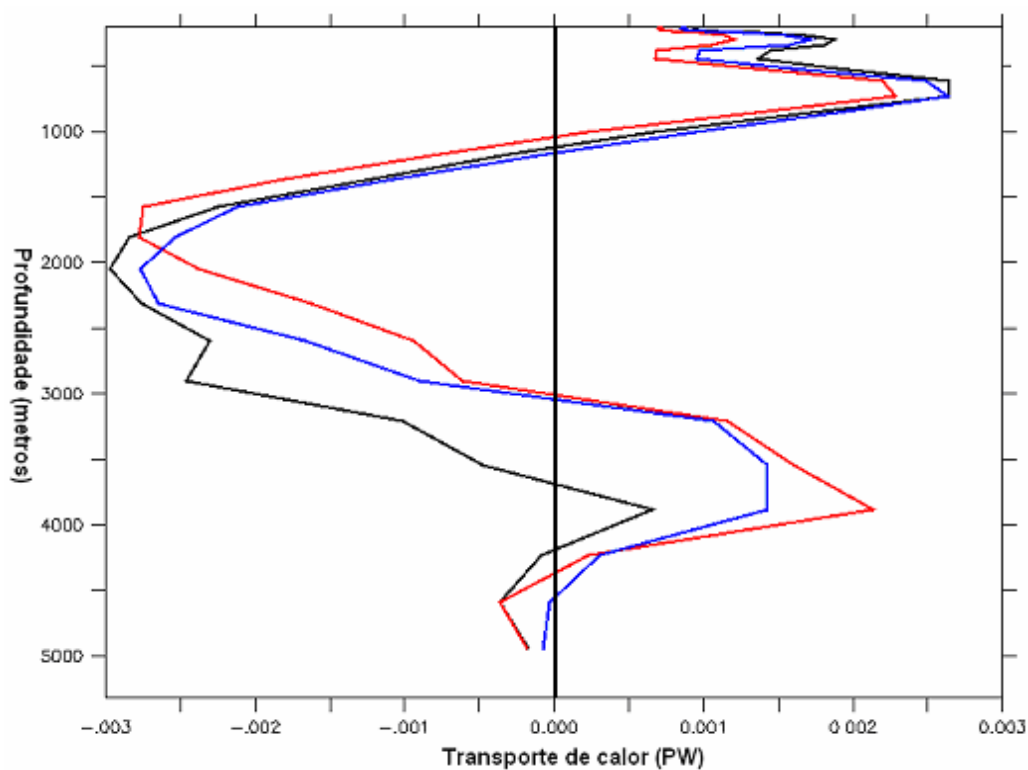


Figura 3.129 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor meridional zonalmente integrado na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.

Os perfis verticais de anomalia de transporte de calor para a seção Equador Atlântico possuem alta variabilidade até a profundidade de 1500 metros onde os valores são positivos até a profundidade de 2000 metros (figura 3.130). Esses valores já indicam um enfraquecimento do transporte de calor para sul observado nos dados de controle nessa região. No restante da coluna d'água as anomalias para os três perfis são negativas. Esse resultado indica intensificação nas camadas até aproximadamente 4000 metros do transporte de calor para sul e desintensificação do transporte para norte nas camadas de fundo abaixo dos 4000 metros (figura 3.131).

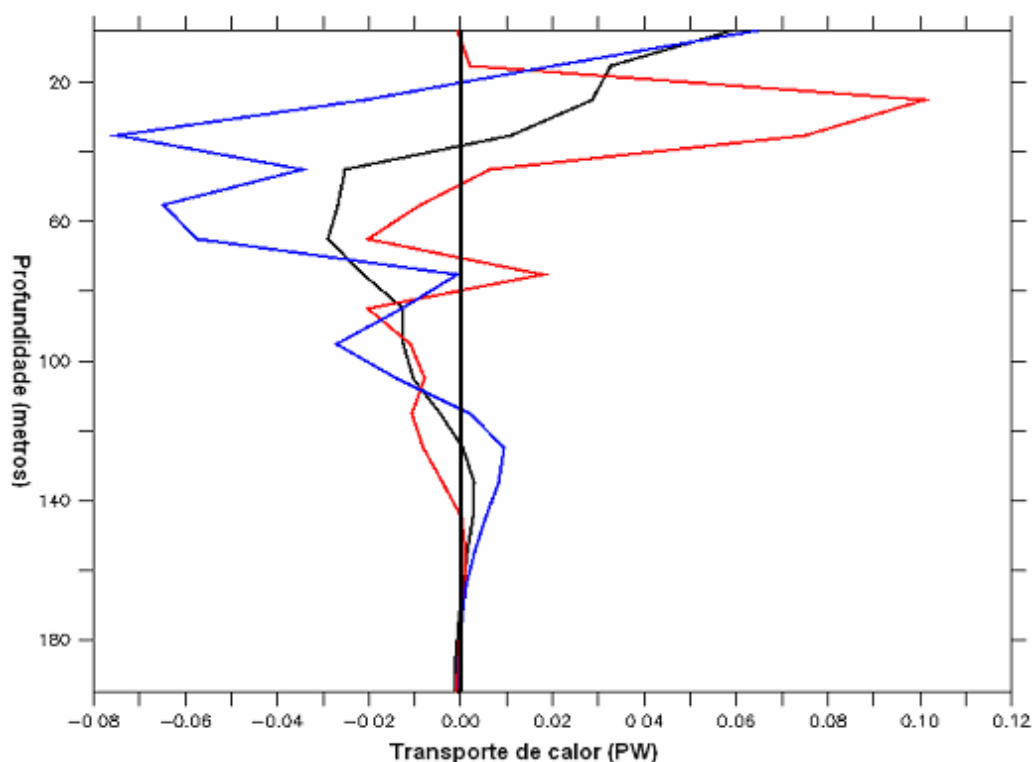


Figura 3.130 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical da superfície até a profundidade de 200 metros.

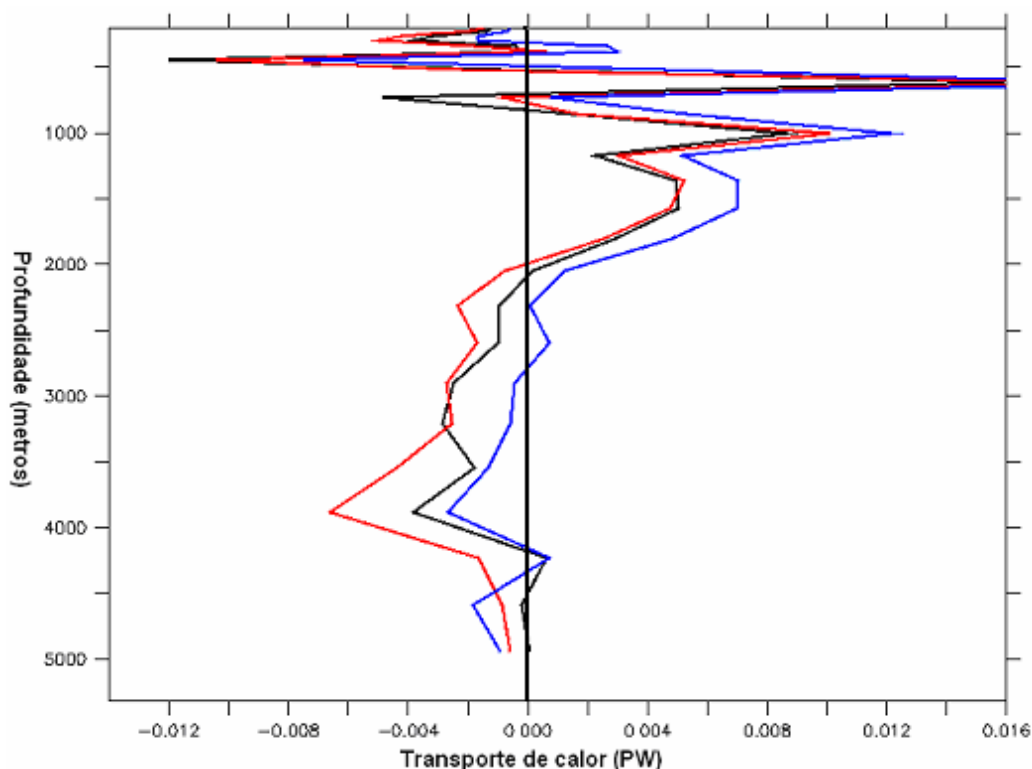


Figura 3.131 Perfis verticais de anomalia de transporte de calor meridional zonalmente integrado na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil de 200 metros até o fundo oceânico.

3.2.3 A Energia cinética

Na tabela 3.15 é possível observar que os valores mais intensos de anomalia de energia cinética são referentes à seção Equador Pacífico, no entanto é nessa região onde são encontrados também os maiores valores de variância. Tal fato pode estar relacionado a alta variabilidade do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento nessa região.

Das seções localizadas na região dominada pelo escoamento da CCA, a seção África – Antártica é que apresenta os maiores valores de anomalia. Na seção Paralelo 32° Sul o valor positivo de anomalia para as três classes de dados pode indicar um aumento dos escoamentos superficiais associados diretamente a influência do campo de vento nessa região. Na seção Equador Atlântico é novamente possível observar valores positivos de anomalia.

O maior valor percentual de variação de energia cinética, em relação ao clima, para o período da janela temporal de energia máxima é encontrado na seção 55° Norte Atlântico.

Tabela 3.15 Valores de anomalia de energia cinética integrada (unidades de PW) em toda a coluna d'água. São apresentados os valores médios para a janela temporal de energia máxima e suas variâncias associadas e os valores médios mensais pra o mês de pico de energia cinética. Também são apresentados os valores dos percentuais de anomalia para os meses da janela temporal de energia máxima.

Seções	Média de anomalia de Energia Cinética (janela)	Anomalia de Energia Cinética no pico (energia)	Anomalia de Energia Cinética no pico (vento)	% de energia cinética anômala para a janela temporal
Drake	0,0023 (± 0,0001)	0,001	-0,004	0,64
África – Antártica	0,0957 (± 0,0002)	0,12	0,08	39,13
Paralelo 32° S	0,0263 (± 0,0001)	0,036	0,033	9,7
Equador Atlântico	0,0375 (± 0,0080)	0,04	0,14	19,16
55° Norte Atlântico	0,0135 (± 0,0001)	0,023	0,009	112,5
Equador Pacífico	0,3098 (± 5,6668)	-2,35	1,16	27,66
55° Norte Pacífico	0,0016 (± 0,0001)	-0,009	0,011	13,33
Austrália – Antártica	0,0015 (± 0,0001)	-0,009	0,002	0,51
Indonésia	-0,0039 (± 0,0020)	-0,080	-0,001	3,54

A figura 3.132 apresenta a distribuição espacial das anomalias de energia cinética associada aos fluxos através das seções. Observa-se uma intensificação na seção Indonésia o que pode indicar um aumento dos escoamentos superficiais. Esse resultado pode indicar a existência de transportes superficiais mais efetivos.

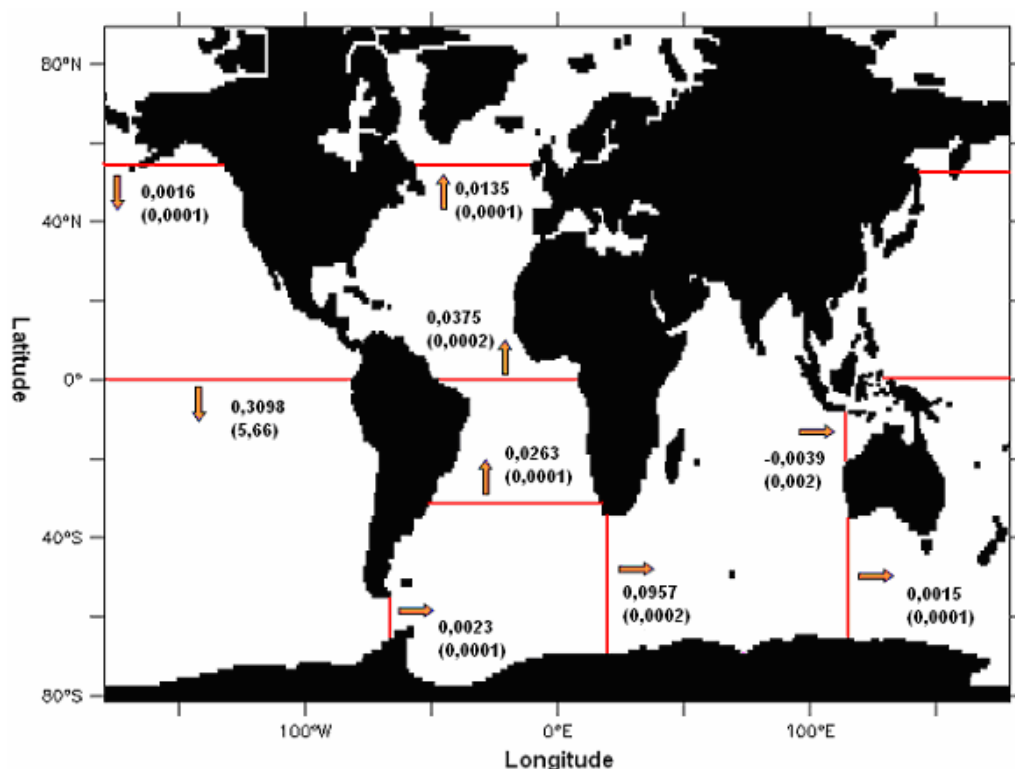


Figura 3.132 Distribuição espacial das anomalias e variâncias associadas (entre parênteses) dos fluxos de energia médios para a janela temporal de máxima energia integrados até o fundo oceânico em todas as seções monitoradas. As setas indicam o sentido do transporte de calor.

Para os dados de energia cinética serão apresentados somente os perfis verticais integrados ao longo de cada uma das seções monitoradas. Os perfis verticais referentes à seção Drake apresentam para os primeiros 200 metros anomalias positivas nos níveis compreendidos entre 60 e 200 metros de profundidade (figura 3.134). Para os níveis acima de 60 metros o perfil referente ao mês de pico de trabalho realizado pelo vento apresenta anomalias negativas indicando uma diminuição do fluxo de energia cinética para leste. Os demais perfis apresentam valores positivos indicando aumento desse fluxo. Para o restante da coluna d'água os três perfis apresentam valores positivos até 500 metros e negativos de 500 metros até o fundo oceânico. Esses resultados indicam uma perda de energia cinética para os níveis abaixo de 500 metros (figura 3.133).

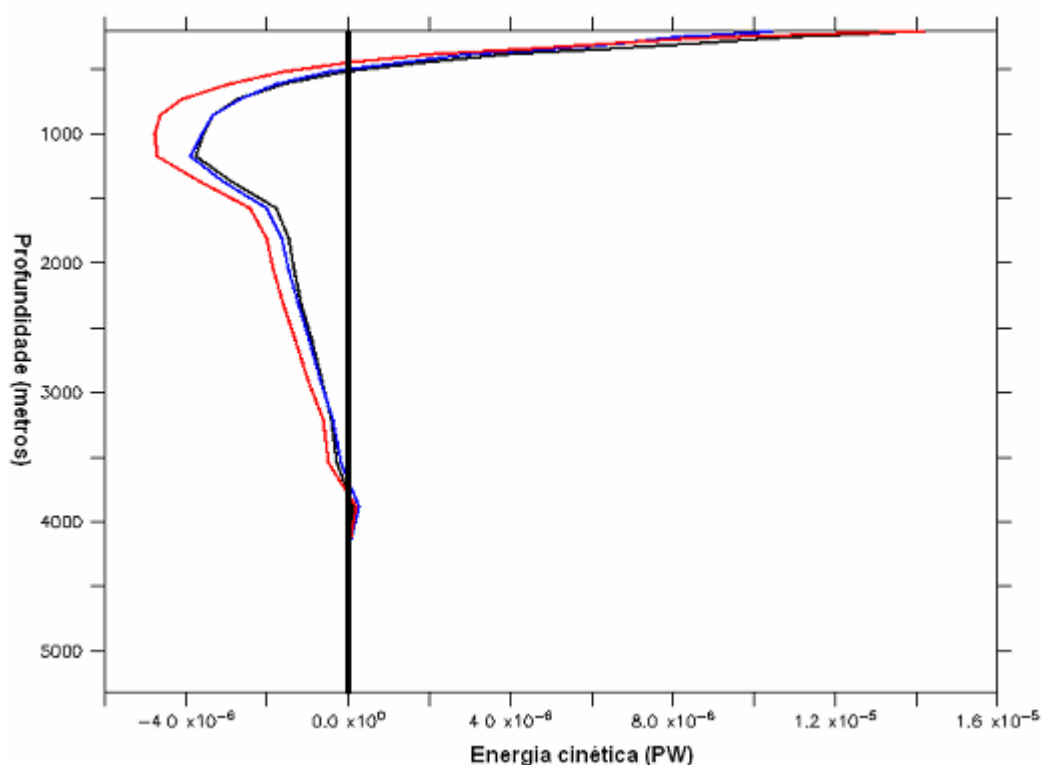


Figura 3.133 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

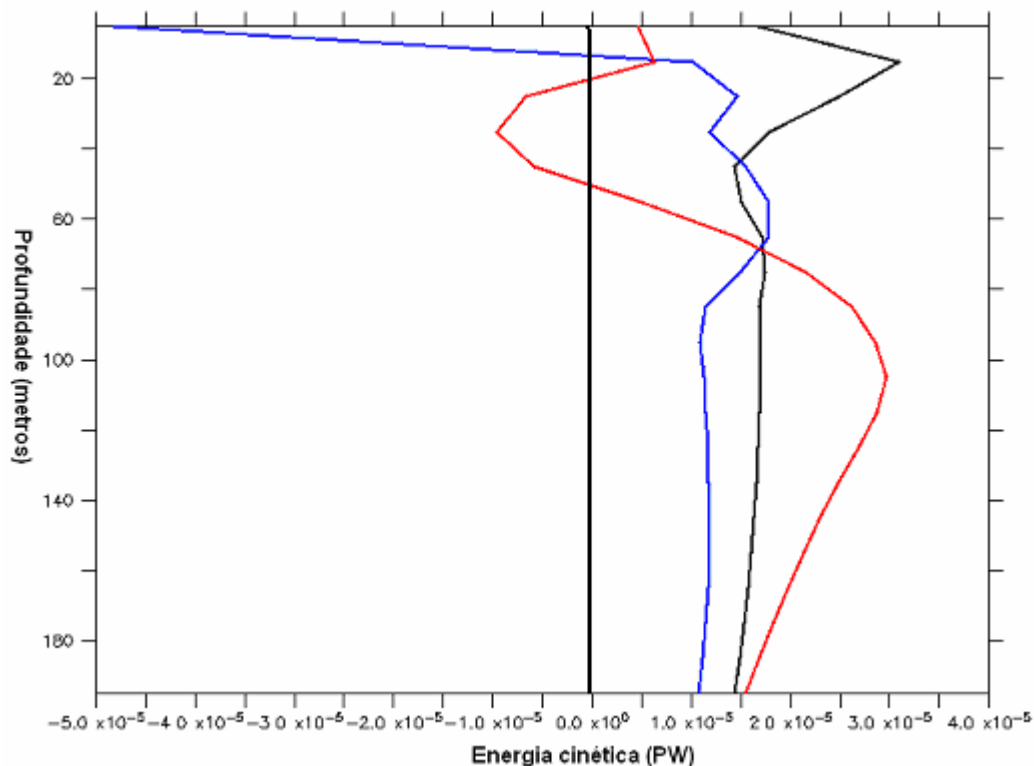


Figura 3.134 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonal meridionalmente integrado na seção Drake para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical ampliado para os primeiros 200 metros de profundidade.

Na seção África – Antártica, o perfil referente ao mês de pico de trabalho realizado pelo vento apresenta os primeiros 200 metros de profundidades valores de anomalia negativos o que pode indicar uma diminuição de intensidade do campo de pseudotensão de cisalhamento local para esse mês (figura 3.136). Além disso, esse resultado pode indicar para esse mês uma intensificação do transporte superficial para oeste da CA. Os perfis referentes ao mês de pico de energia cinética e média para a janela temporal de energia cinética apresentam valores positivos de anomalia para os primeiros 4000 metros e 3000 metros respectivamente (figura 3.135). O perfil referente ao pico de energia cinética apresenta abaixo de 4000 metros valores negativos de anomalia o que pode indicar uma intensificação do transporte de fundo para oeste existente nessa seção.

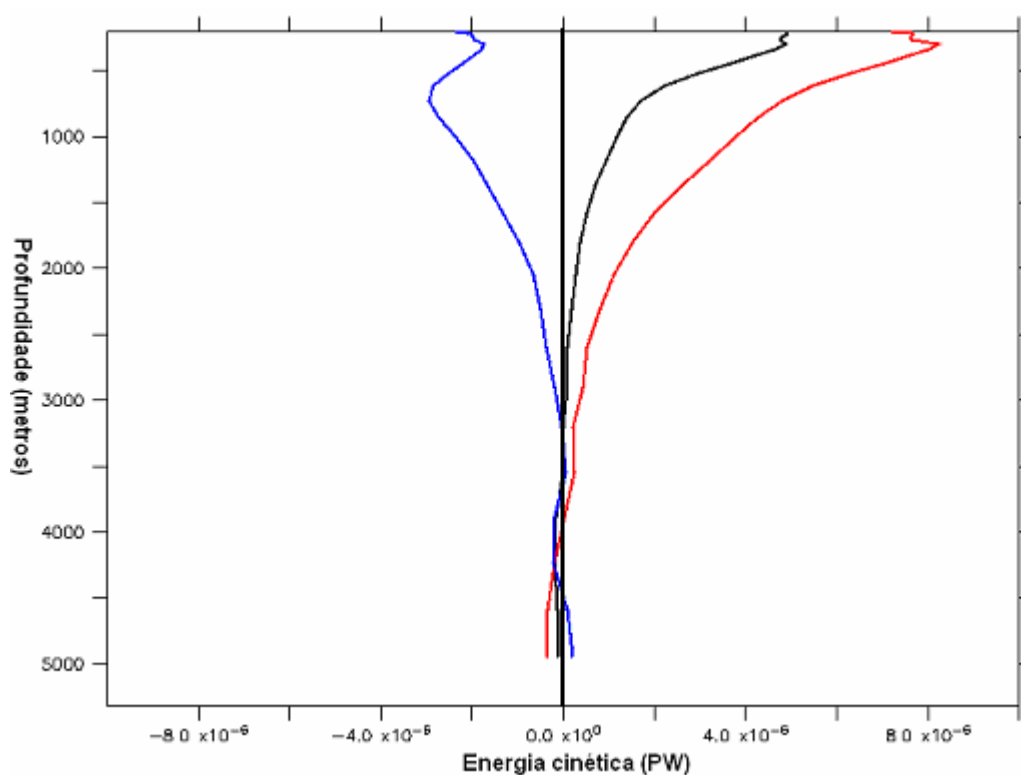


Figura 3.135 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

Na seção Paralelo 32° Sul observa-se para os primeiros 200 metros de profundidade valores de anomalia negativos para os meses de pico de energia cinética e trabalho realizado pelo vento (figura 3.136). O perfil referente a janela temporal de energia máxima apresenta valores positivos até 30 metros de profundidade aproximadamente. No restante os perfis referentes aos meses de pico apresentam comportamento semelhante com valores positivos até 1000 metros de profundidade, negativos de 1500 a 4000 metros e positivos

abaixo de 4000 metros de profundidade. Esse resultado indica um aumento de energia cinética abaixo de 500 metros (figura 3.137).

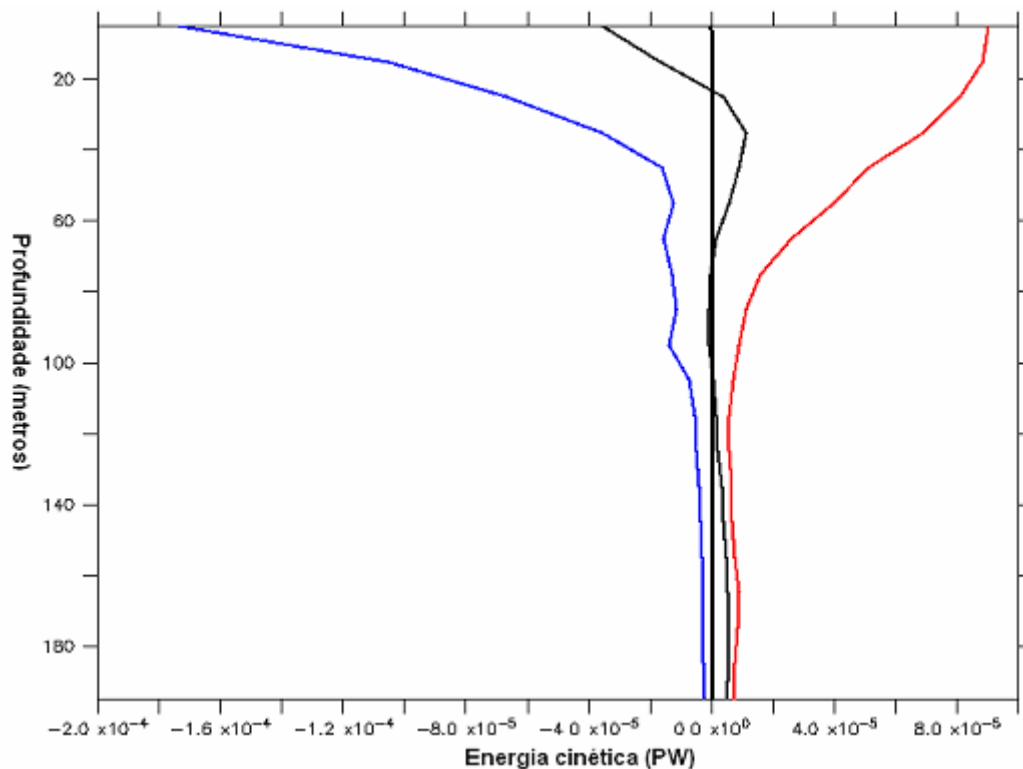


Figura 3.136 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção África – Antártica para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical para os primeiros 200 metros de profundidade.

Na seção Equador Atlântico observa-se uma alta variabilidade nos três perfis para os primeiros 200 metros de profundidade (figura 3.140). Anomalias negativas e positivas são observadas até, aproximadamente, 80 metros. De 80 metros até 200 metros os perfis apresentam-se praticamente constantes. Para o restante da coluna d'água, abaixo dos 800 metros observa-se variações muito pouco significativas de anomalia de energia cinética (figura 3.139).

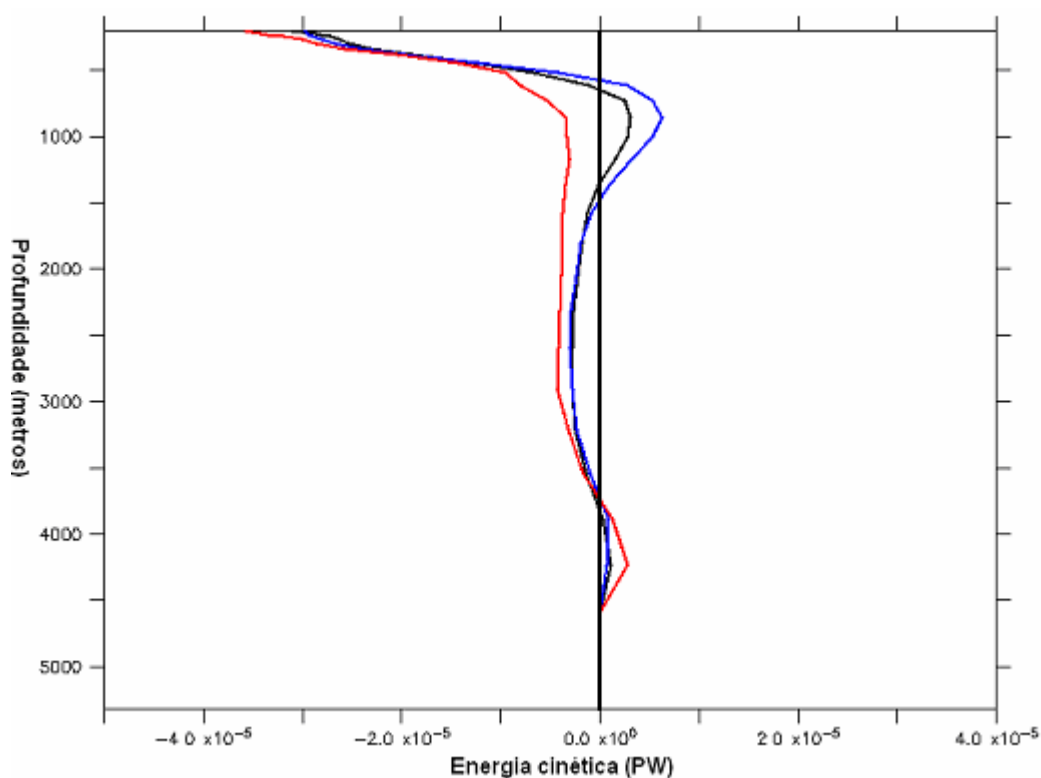


Figura 3.137 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

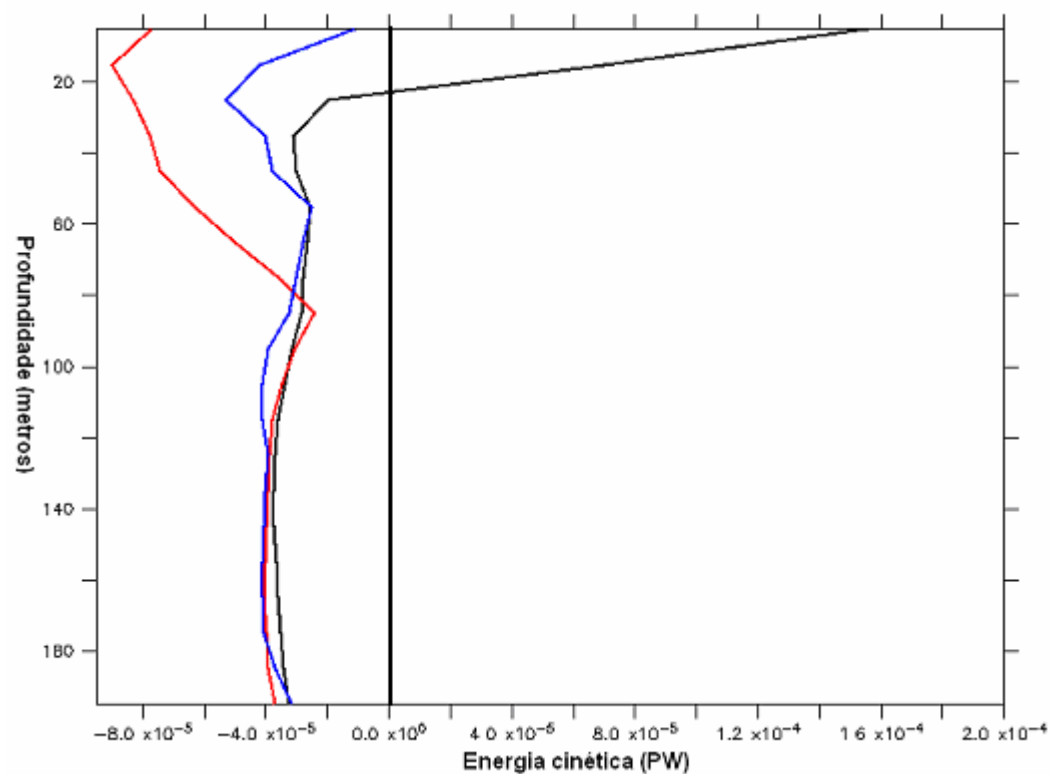


Figura 3.138 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Paralelo 32° Sul para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical para os primeiros 200 metros de profundidade.

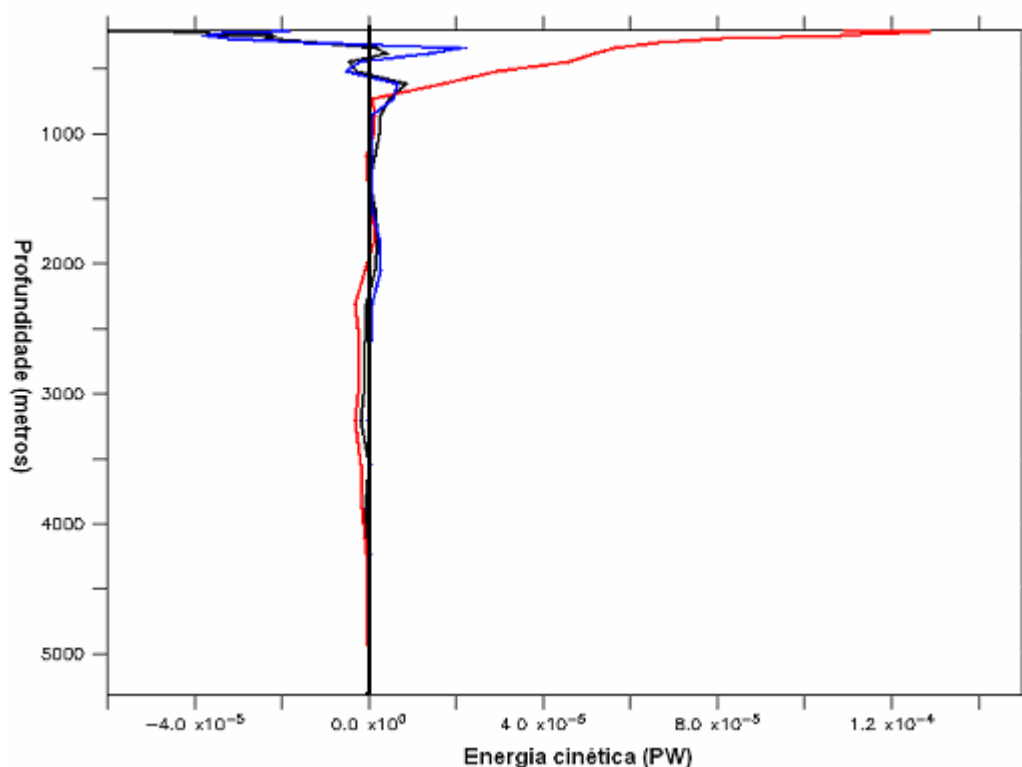


Figura 3.139 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical de 200 metros até o fundo oceânico.

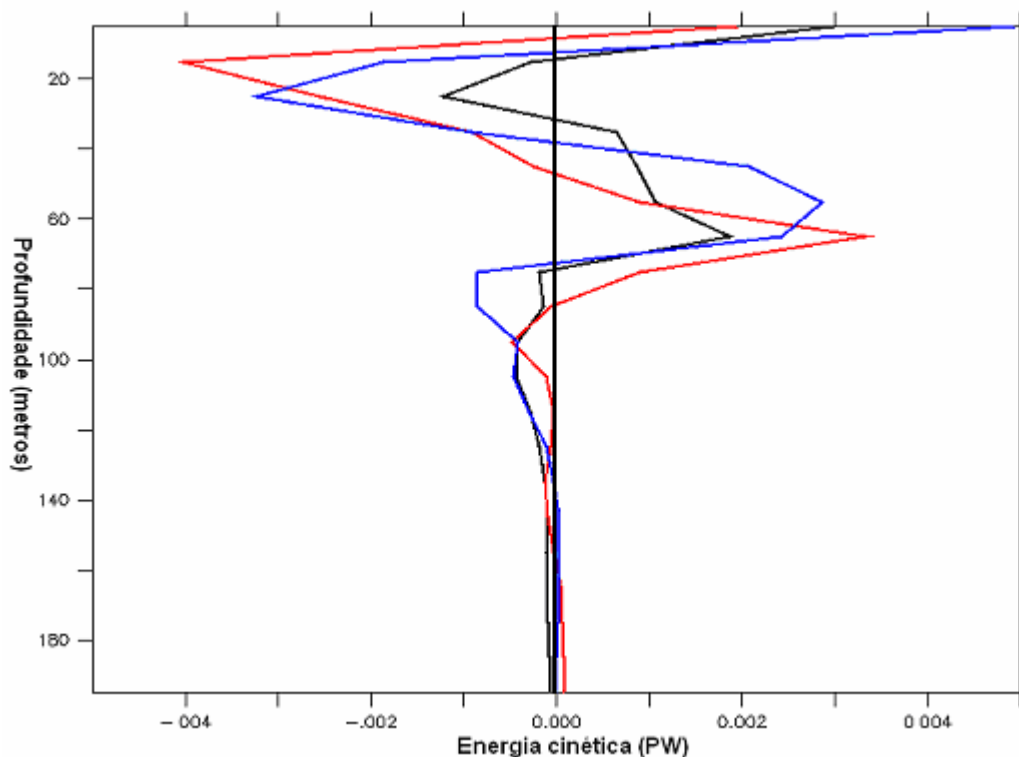


Figura 3.140 Perfis verticais de anomalia de energia cinética zonalmente integrada na seção Equador Atlântico para a média da janela temporal de máxima energia (preto), para o pico de energia cinética (vermelho) e para o pico de trabalho realizado pelo vento (azul). Perfil vertical para os primeiros 200 metros de profundidade.

4. Discussão e Conclusões

4.1 Discussão dos resultados

A anomalia atmosférica imposta ao modelo é representada somente pela alteração do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano. A introdução dessa anomalia no modelo resultou em um acréscimo global de 20,48 % (tabela 3.12) da energia total com relação aos dados de controle desse forçante. Esse aumento resultou em um acréscimo total de 40,20 % (tabela 3.11) de energia cinética integrada em todo o volume oceânico em relação ao clima do mesmo. Esses percentuais são referentes a integral no período relativo a janela de máxima energia cinética. Para o mês de pico de energia cinética foi obtido o valor de 250 PWs de anomalia de energia cinética integrada em todo o volume oceânico. Apenas para se ter uma idéia, a energia hidrelétrica produzida pelos cinco maiores produtores do mundo em 1996 era de 3137,9 bilhões de KWh (World Energy Council, 1996) (tabela 4.1). Esse resultado totaliza 3,137 PWh ou 0,00081 PWs. Para os oito meses que compõem a janela de máxima energia cinética obteve-se um total de 1695,2 PWs para a anomalia de energia cinética integrada globalmente.

Tabela 4.1 Energia hidrelétrica gerada pelos maiores produtores do mundo

Maiores Produtores	Energia gerada em bilhões de kWh						
	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
Canada	293,9	305,3	313,2	320,3	324,7	330,7	349,2
USA	291,3	288,0	253,1	280,5	260,2	311,0	348,3
BRASIL	204,6	215,6	221,1	232,7	240,3	251,4	263,1
CHINA	125,1	123,8	130,2	149,2	165,1	184,9	181,3
RÚSSIA	-----	-----	170,9	172,1	174,2	174,5	153,1
TOTAL MUNDIAL	2.904,9	2.923,7	2.909,6	2.975,7	2.984,3	3.073,0	3.137,9

Como comentado no capítulo de metodologia, as anomalias utilizadas para a perturbação do campo de pseudotensão utilizado, foram oriundas de uma simulação computacional atmosférica perturbada por um campo de temperatura da superfície do mar (TSM) anômalo, comuns em anos de ENSO, na região do Pacífico Equatorial (Torres Junior, 2005). Essa anomalia foi introduzida no modelo a partir de um pulso oceânico de temperatura com duração de 36 meses e cujo pico de intensidade estava centrado no décimo sexto mês.

Observou-se através das séries temporais de energia cinética integrada em todo o volume oceânico que o pico de máxima energia ocorreu apenas no vigésimo terceiro mês (figura 3.71). Esse resultado demonstra a ocorrência de uma defasagem temporal de aproximadamente sete meses entre a imposição da anomalia oceânica de TSM como condição de contorno do modelo atmosférico e a resposta oceânica global referente ao mês de pico de energia cinética. O trabalho realizado pelo vento sobre a superfície do oceano global apresentou pico para o vigésimo primeiro mês de integração do modelo demonstrando uma defasagem temporal de cinco meses para a imposição da anomalia de TSM. Essa defasagem foi de apenas dois meses (anteriores) com relação ao pico de energia cinética global (figura 3.73). As análises realizadas para os dois diferentes meses de pico de energia (vento e energia cinética) apresentaram padrões diferenciados de anomalias dos transportes de calor e massa e energia cinética. Foram analisadas também, as anomalias referentes ao período de nove meses onde os dois picos estão compreendidos. Esse período é chamado de janela temporal de energia máxima.

O experimento computacional conseguiu simular a influência de um campo de pseudotensão de cisalhamento do vento perturbado sobre a dinâmica e a termodinâmica oceânica global. A utilização desse forçante reproduziu alguns dos padrões esperados em algumas áreas oceânicas. No Pacífico Equatorial foram observados padrões de anomalia de temperatura nas camadas superficiais, comuns em anos de ocorrência do ENSO (figura 4.1). Na figura 4.1 pode-se observar o aparecimento de intensas anomalias positivas de temperatura potencial na região do Pacífico Equatorial, próximas à costa peruana.

Na figura 4.2 é possível observar também, para o mês de pico de energia cinética um enfraquecimento da circulação em superfície para oeste na região do Pacífico Equatorial. Esse enfraquecimento estaria associado à inversão do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento, na região, nesse período.

É importante ressaltar que a alteração somente no campo de pseudotensão de cisalhamento do vento foi capaz de reproduzir essas anomalias.

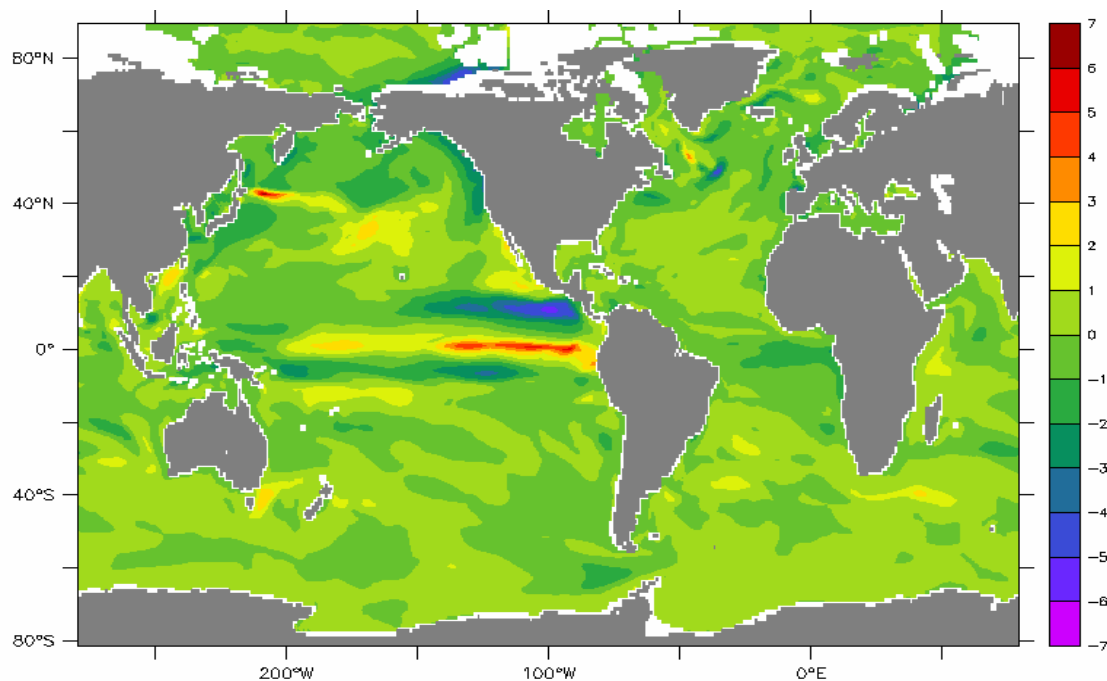


Figura 4.1 Campo de anomalia de temperatura potencial, em 5 metros de profundidade média, para o mês de pico de energia cinética (unidades de °C).

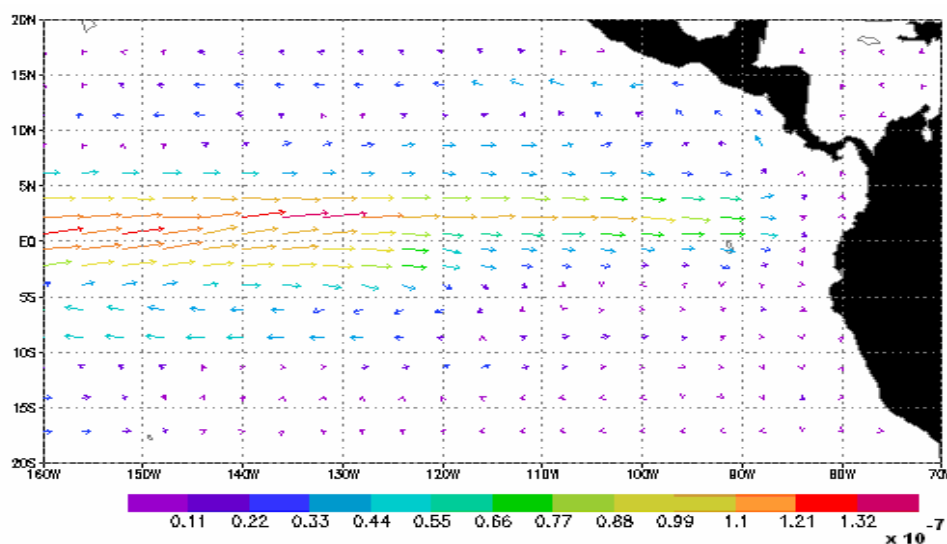


Figura 4.2 Vetor diferença de velocidade médio para o mês de pico de energia cinética nos primeiros 5 metros de profundidade (unidades de m/s).

Os resultados referentes aos transportes de volume médios integrados até o fundo oceânico revelaram desintensificação do mesmo para todas as seções monitoradas (figura 3.74). Tal fato pode estar associado ao aumento de vorticidade causado pelo aumento de energia introduzida, em toda a coluna d'água, pela anomalia atmosférica associada à pseudotensão de cisalhamento do vento.

A análise dos campos espaciais e perfis verticais de anomalia de transporte de volume, integrados por seção, demonstrou que a diminuição do transporte de volume,

associado as principais correntes oceânicas, não ocorre uniformemente em toda a seção. Na seção Drake, por exemplo, é possível observar duas regiões bem definidas com diferentes padrões de anomalia. A metade sul da seção apresenta, em toda a coluna d'água, desintensificação do transporte de volume zonal. A metade norte da seção apresenta, em toda a coluna d'água intensificação da mesma componente de transporte. A figura 4.3 apresenta esse tipo de comportamento para os dados superficiais de transporte de volume. Esse padrão é observado para as três classes de dados descritas. Na figura 6.7 da seção 6.1.7, pode-se ter uma idéia do campo de velocidade geostrófica médio em uma seção na passagem de Drake. Nessa seção, pode-se observar valores de anomalia em toda a coluna d'água com a mesma ordem de grandeza. Esse fato parece estar associado a mudanças no gradiente de elevação da superfície livre meridional alterando a componente barotrópica do gradiente de pressão e com isso alterando os valores de transporte uniformemente em toda a coluna d'água (figura 3.79). Whitworth & Peterson (1985) observaram que as flutuações do transporte de volume da CCA na passagem de Drake estavam associadas, em maior parte, ao campo barotrópico.

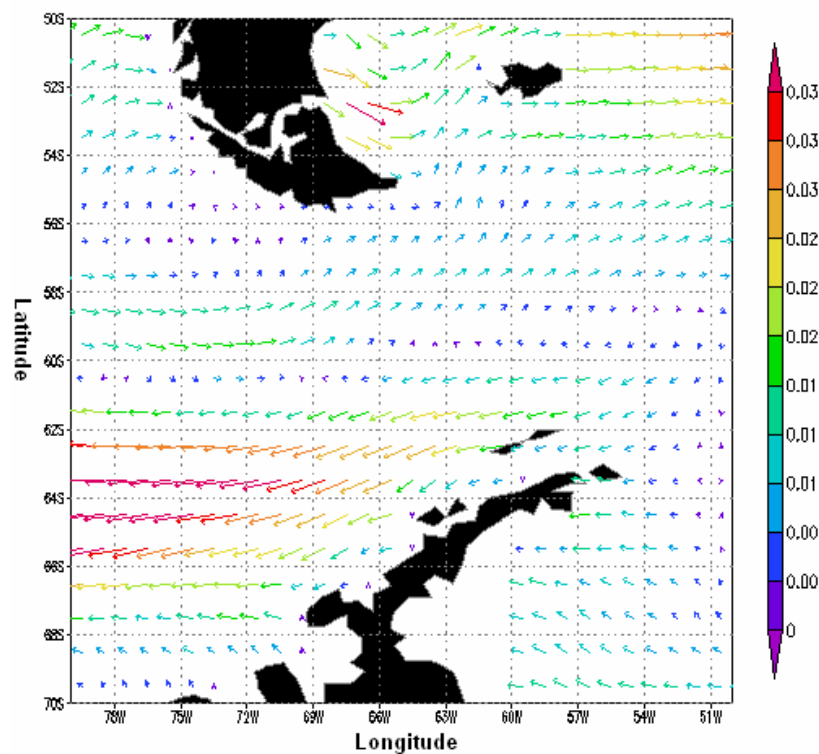


Figura 4.3 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.

A seção África – Antártica apresentou durante a janela de energia cinética intensificação do transporte de volume zonal associado à CA. A região dominada pela CCA

apresentou uma região adjacente ao escoamento da CA com intensificação do transporte para leste e outra região ao sul da seção com desintensificação desse transporte (figura 4.4).

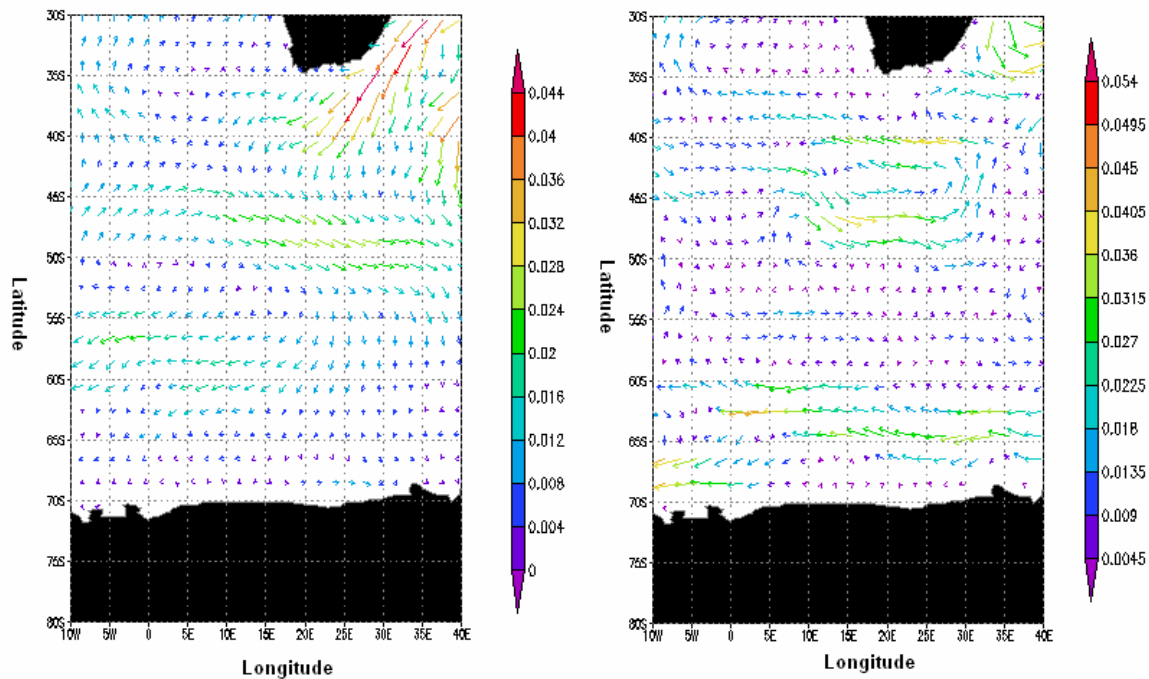


Figura 4.4 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.

A seção Paralelo 32° Sul demonstra uma aceleração do giro oceânico subtropical do Atlântico Sul em superfície. Esse fato pode ser observado com a intensificação dos transportes para sul e para norte juntos à América do Sul e à África respectivamente (figuras 4.5 e 4.6). Tal fato parece estar associado a uma intensificação da circulação atmosférica em baixos níveis na bacia do Atlântico Sul (figura 4.7). Torres Junior (2005) observou, para o mês mais intenso de anomalia de temperatura da superfície do oceano, uma clara intensificação da célula de Walker para o Atlântico Equatorial e um conseqüente fortalecimento dos alísios. Além disso, o autor observou um enfraquecimento da alta subtropical do atlântico Sul desintensificando os ventos em baixos níveis. Na figura 4.6 está representado o campo de transporte de volume médio para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento global. Efetivamente observa-se uma desintensificação do escoamento associado a CB. Na figura 4.8 está representado o campo de pseudotensão de cisalhamento do vento para este mês na bacia do Atlântico Sul. Observa-se claramente uma desintensificação do giro subtropical atmosférico.

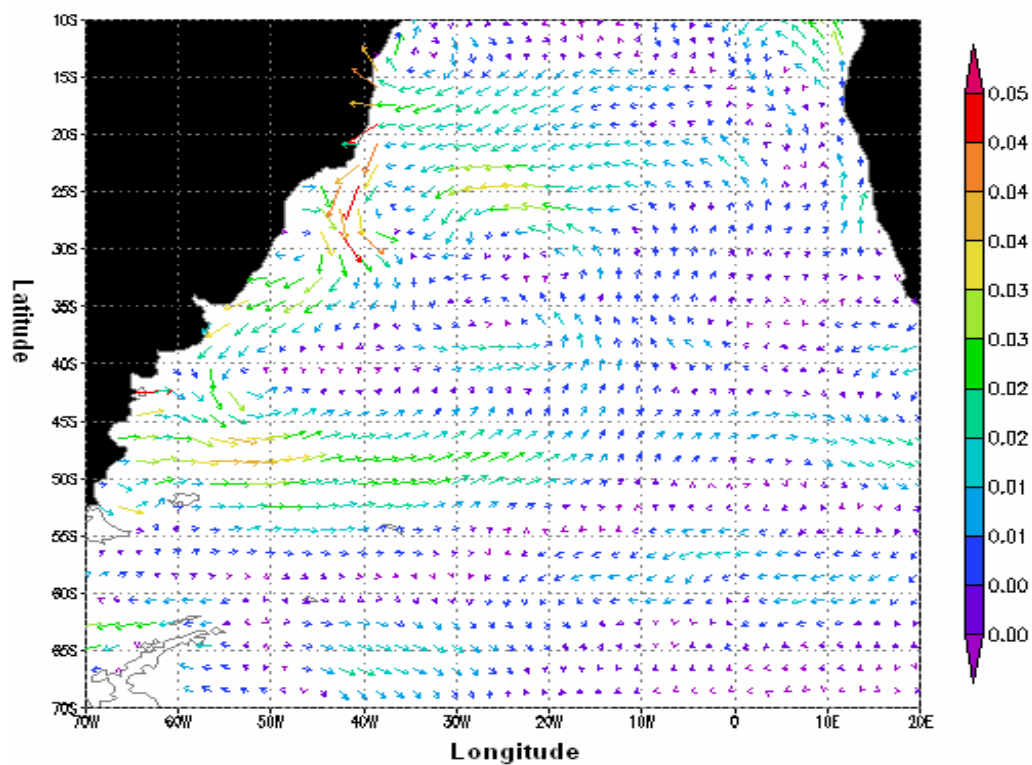


Figura 4.5 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.

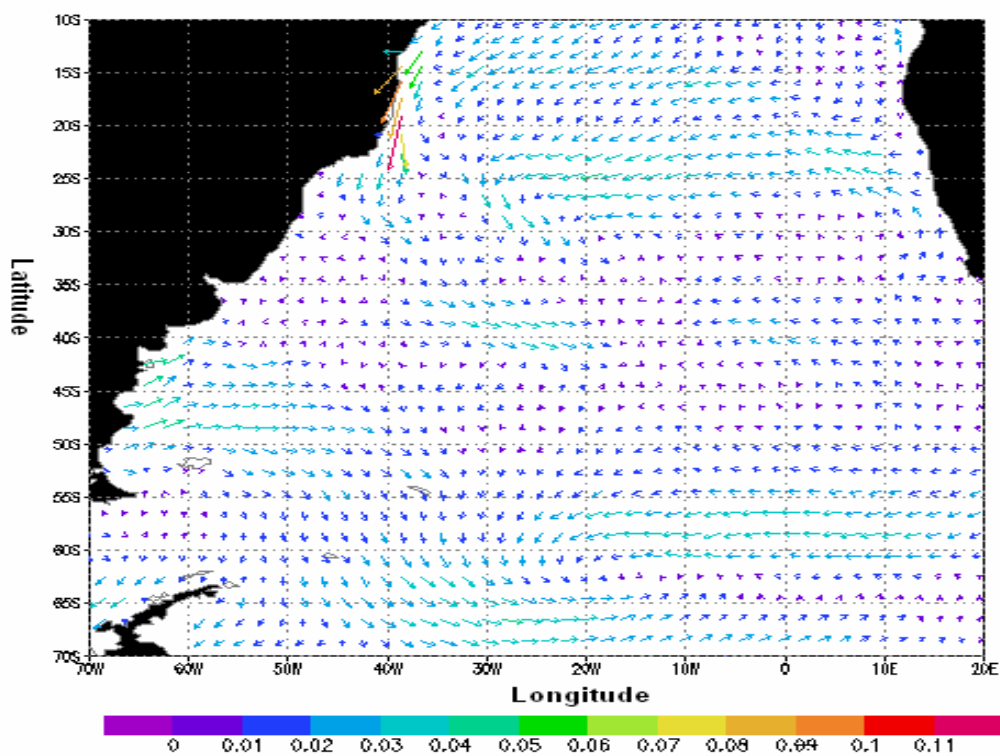


Figura 4.6 Campo espacial de diferença de transporte de volume médio (unidades de Sv), para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento, na profundidade de 5 metros.

Nessa seção ocorre uma forte intensificação dos transportes de volume para norte, em regiões centrais da bacia oceânica, na coluna d'água abaixo dos 500 metros de profundidade. A análise dos perfis de anomalia de transporte de volume meridional, integrados na seção, demonstra intensificação dos transportes superficiais e de fundo (abaixo dos 4000 metros) para norte e entre 1200 e 4000 metros uma intensificação para sul do transporte de volume meridional. Analisando a figura 4.7 observa-se que o campo de pseudotensão de cisalhamento do vento, para o mês de pico de energia cinética, apresenta uma intensificação do vento associado ao giro subtropical atmosférico do Atlântico Sul. A resposta oceânica é observada na figura 4.5 com a intensificação do transporte de volume associado a CB.

A seção Equador Atlântico apresenta o mesmo padrão obtido para a seção paralelo 32° Sul, porém com maiores variabilidades associadas principalmente às camadas superficiais. A seção Equador Atlântico contém regiões de grande energia associadas a corrente Norte do Brasil e sua retroflexão. Tal fato pode explicar a alta variabilidade superficial encontrada nos perfis verticais integrados meridionalmente nessa seção.

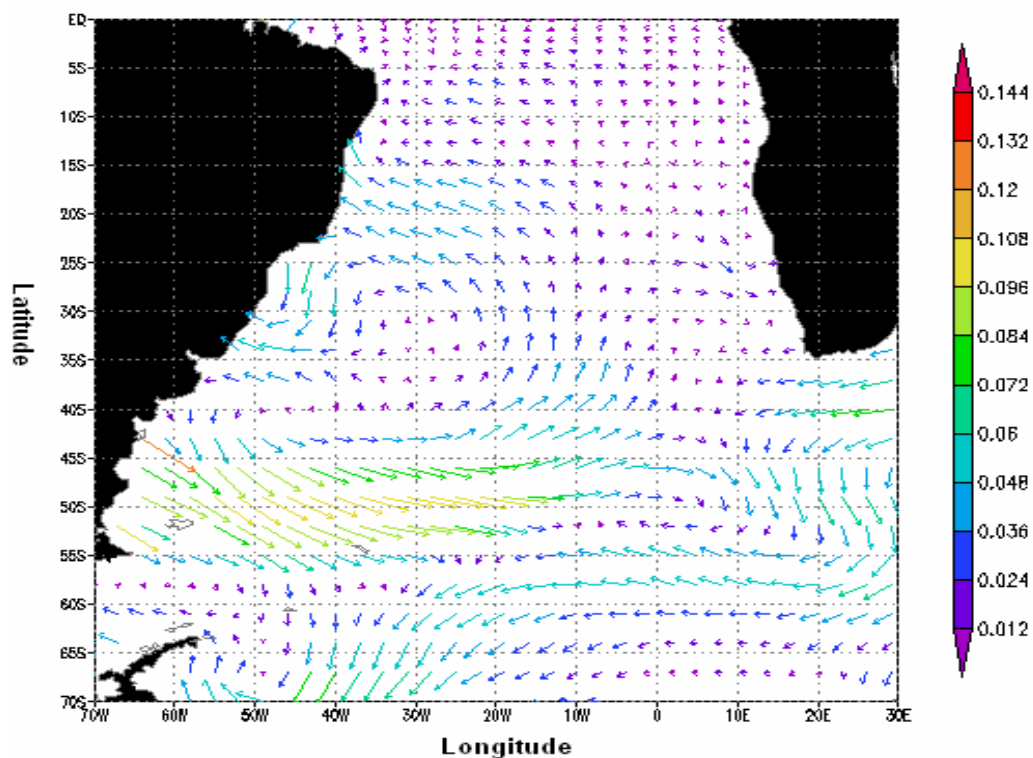


Figura 4.7 Campo espacial de vetor diferença de pseudotensão de cisalhamento do vento (unidades de Pa) para o mês de pico de energia cinética.

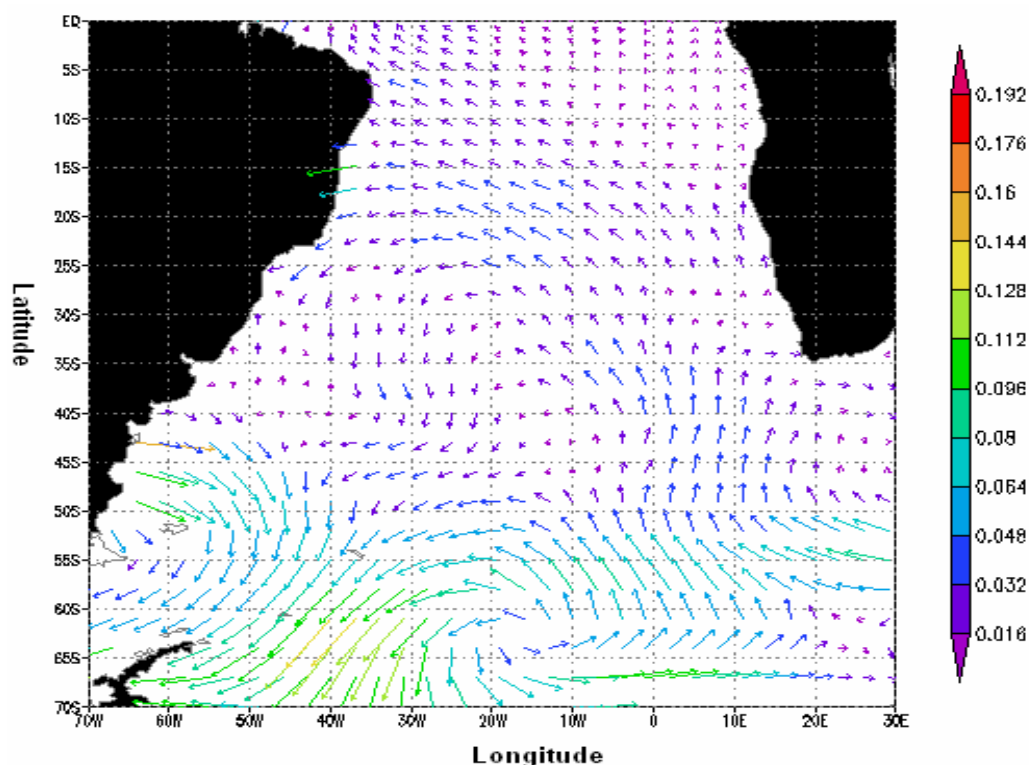
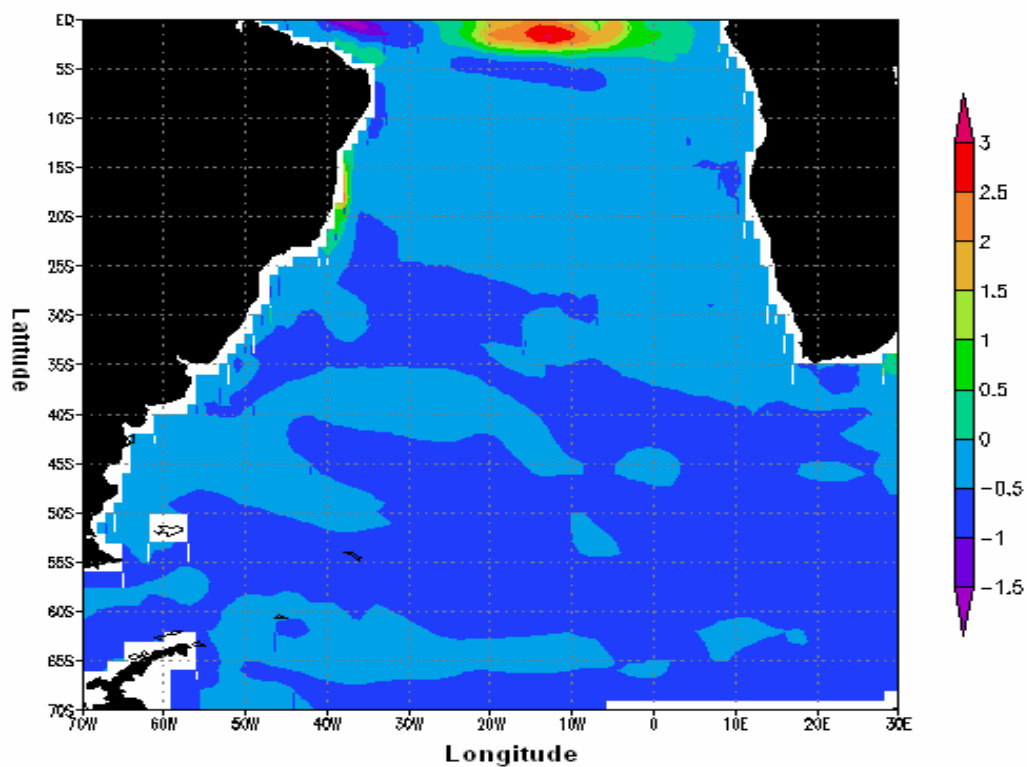
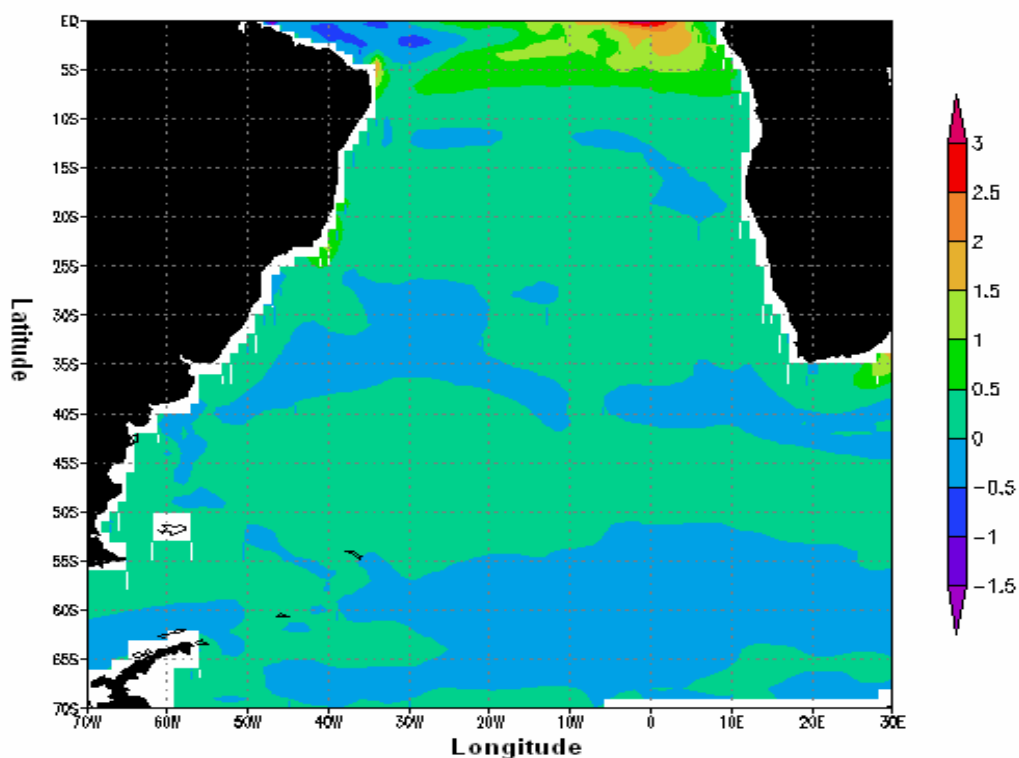


Figura 4.8 Campo espacial de vetor diferença de pseudotensão de cisalhamento do vento (unidades de Pa) para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento.

Os campos de pseudotensão de cisalhamento do vento descritos acima podem, ainda ser analisados, em conjunto com o campo espacial superficial de anomalia de energia cinética uma vez que uma das principais fontes desse tipo de energia para os oceanos é o vento. Dessa forma as figuras 4.9 e 4.10 apresentam, respectivamente os campos superficiais (em 5 metros) de energia cinética, nos meses de pico de trabalho realizado pelo vento e pico de energia cinética. A comparação entre esses dois campos revela, para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento, valores mais intensos de energia cinética junto ao Equador e valores menos intensos de energia cinética na região subtropical. Na região subtropical pode-se observar a presença de anomalias negativas na figura 4.9. Esse resultado enfatiza a perda de energia cinética na bacia do Atlântico Sul, em superfície, associada ao mês de pico de trabalho realizado pelo vento global.



4.9 Distribuição espacial de anomalia de energia cinética em unidades de TW($1\text{TW}=10^{12}$ Watts) para 5 metros de profundidade para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento.

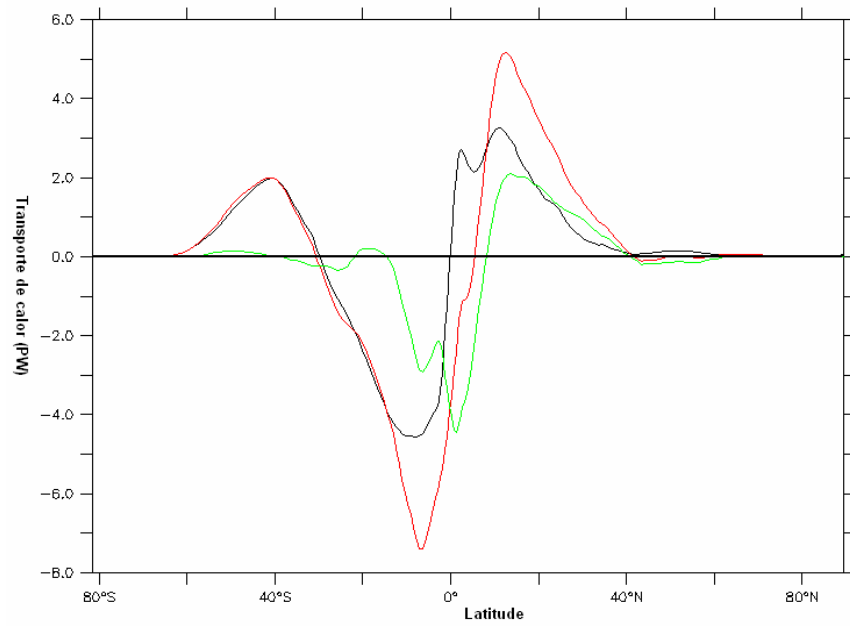


4.10 Distribuição espacial de anomalia de energia cinética em unidades de TW para 5 metros de profundidade para o mês de pico de energia cinética.

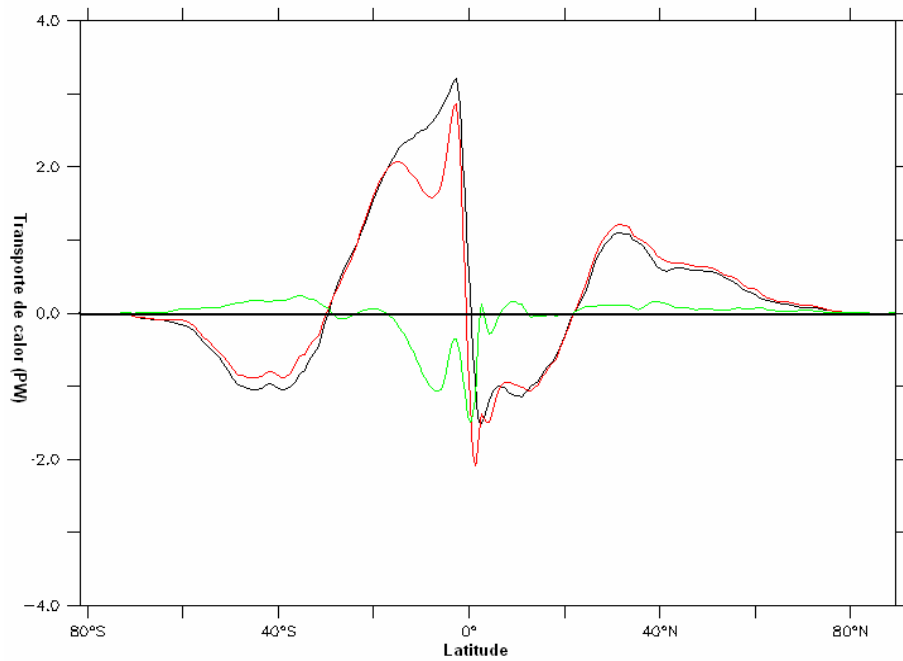
As análises dos resultados referentes ao transporte de calor estimado pelo modelo, nas diversas seções monitoradas, revelaram um aumento desse transporte. Um dos resultados mais interessantes foi o aumento significativo do transporte de calor meridional integrado para todo volume oceânico. Para a janela temporal de energia máxima foi obtido o valor máximo de diferença de 0,4 PW (figura 3.103) de energia na latitude 20° N. No mês de pico de energia cinética o aumento foi de aproximadamente 0,8 PW na latitude de 30° N (figura 3.104) e de 2,0 PW em 15° N para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento (figura 3.105). Esses resultados sugerem que o transporte de calor, nas camadas sobre influência direta do vento, foi um dos principais responsáveis no aumento do transporte de calor no globo. Nas figuras 4.11 e 4.12 pode-se observar que as maiores variações do transporte de volume meridional ocorrem nos primeiros 100 metros de profundidade. O transporte de calor que ocorre no restante da coluna d'água apresenta pequenas variações de transporte quando comparadas às camadas superficiais.

Na figura 4.12 é possível observar que o transporte meridional integrado do fundo oceânico até a profundidade de 100 metros possui total assimetria com o mesmo transporte para as camadas superficiais. O transporte de calor meridional, para as camadas abaixo de 100 metros, em todo o globo é para norte em baixas latitudes do Hemisfério Sul e para sul em baixas latitudes do Hemisfério Norte.

Nas faixas de latitude entre 30° S e 60° S pode-se observar transporte meridional de calor para norte (integrado) para os primeiros 100 metros e para sul no restante da coluna d'água. Tal fato pode estar associado aos intensos ventos zonais com sentido leste encontrados nessa faixa de latitude que acabam por advectar em superfície o calor para norte. No restante da coluna d'água parece predominar o transporte de calor associado a advecção da APAN para sul em níveis profundos.



4.11 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado para os primeiros 100 metros de profundidade, médio para o período de janela máxima de energia obtido para os dados de controle (preto) e para os dados obtidos no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.

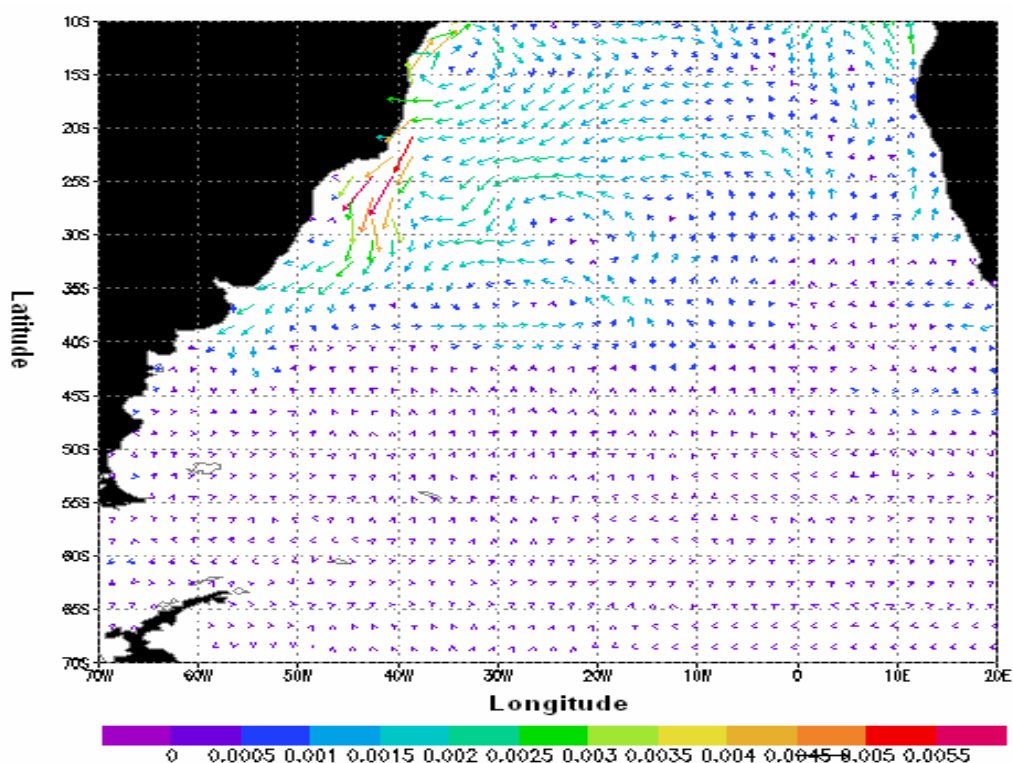


4.12 Distribuição zonal do transporte de calor meridional integrado até o fundo oceânico médio para o período de janela máxima de energia obtido para os dados de controle (preto) e para os dados gerados no experimento. A linha verde representa a anomalia de transporte de calor meridional.

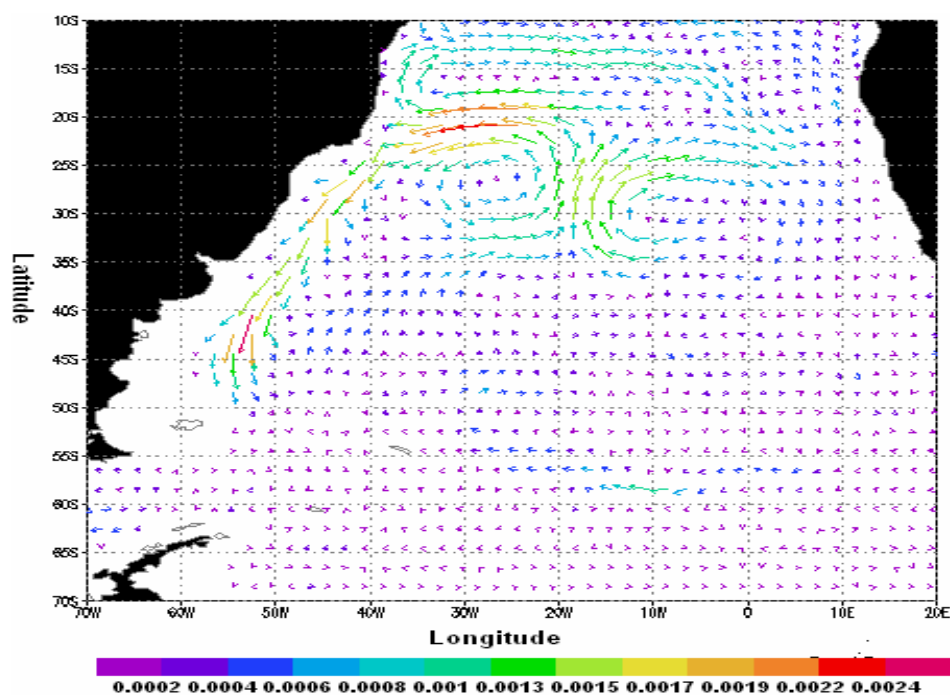
Como esperado os campos espaciais de anomalia de transporte de calor nas seções monitoradas apresentam padrões espaciais semelhantes aos obtidos para o transporte de volume. Da mesma forma que as análises de transporte de volume revelaram, essa desintensificação não ocorre de maneira uniforme em toda a seção havendo, sempre, núcleos positivos e negativos de anomalia.

O transporte de calor associado ao escoamento da CCA apresentou em todas as seções valores negativos de anomalia indicando uma desintensificação desse transporte de forma integrada na coluna d'água. Esse comportamento foi observado para todas as seções, exceto a seção Paralelo 32° Sul, a qual obteve anomalia positiva de transporte de calor meridional na coluna d'água. Esse resultado indica um aumento do transporte meridional de calor para a bacia do Atlântico Norte e reafirma o importante papel do Atlântico Sul como exportador de calor para o Atlântico Norte.

Pode-se observar em superfície uma intensificação do transporte de calor para sul associado a CB nas latitudes abaixo de 20° S para o mês de pico de energia cinética. Observa-se também um fortalecimento do transporte de calor associado a CBE (figura 4.13). Na figura 4.14 nota-se uma intensificação do transporte de calor meridional para norte no nível de 1500 metros entre as latitudes de 20° S e 35° S e longitudes de 10° W e 20° W. Pode-se observar também a intensificação do transporte de calor associado à circulação da APAN ao largo da costa brasileira.



4.13 Campo espacial de diferença de transporte de calor médio (unidades de PW), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 5 metros.



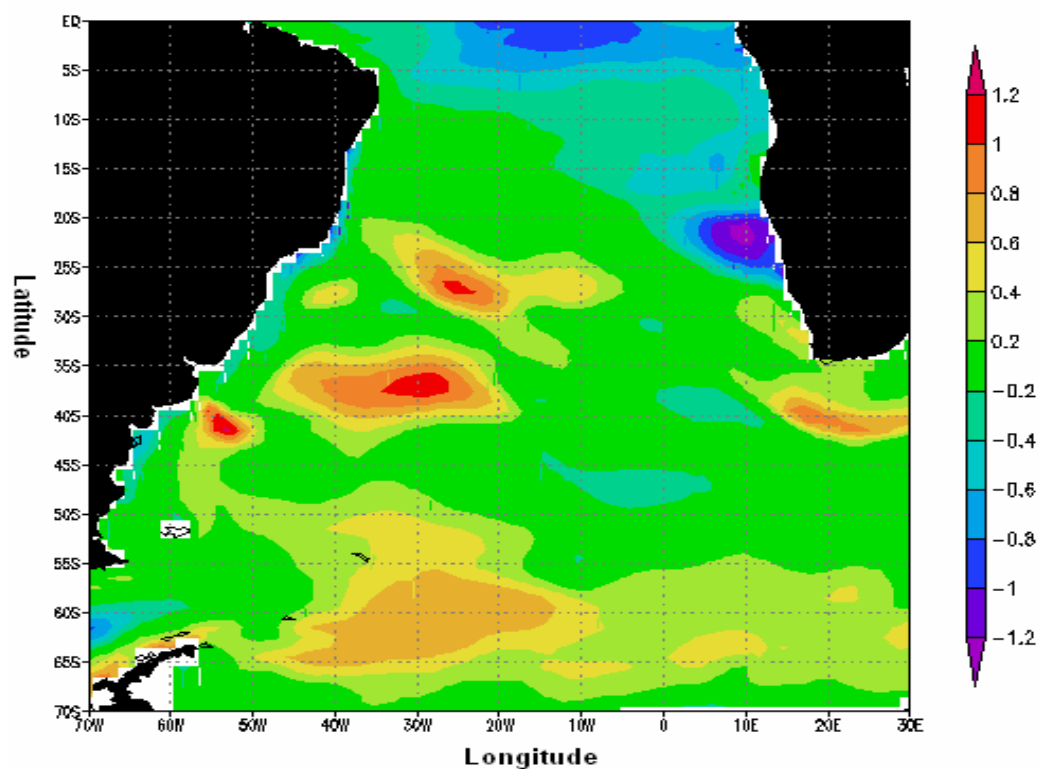
4.14 Campo espacial de diferença de transporte de calor médio (unidades de PW), para o mês de pico de energia cinética, na profundidade de 1572 metros.

Na seção África – Antártica observa-se uma intensificação do transporte de calor zonal em superfície associado ao escoamento da CA. Um setor adjacente a CA associado ao

escoamento da CCA também possui seu transporte de calor intensificado em direção ao Indico em superfície e em camadas profundas.

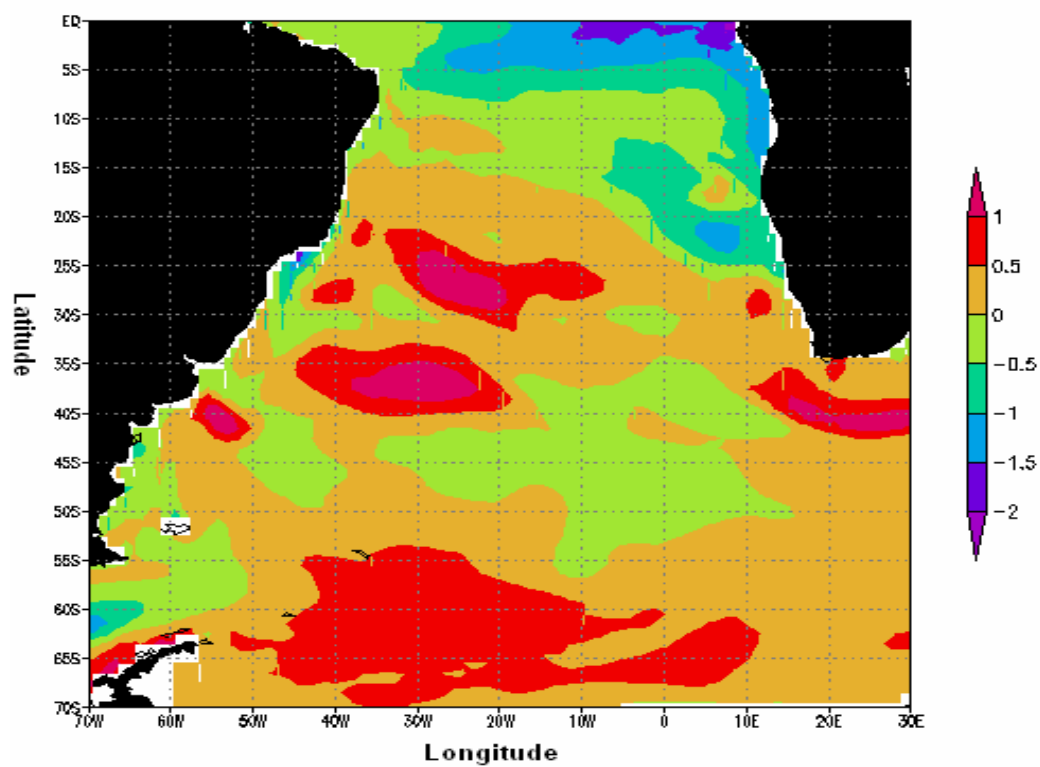
Foram observadas, na bacia do Atlântico Sul, anomalias de temperatura potencial referentes à camada mais superficial do modelo (5 metros de profundidade), em aproximadamente 40° S (figuras 4.15, 4.16 e 4.17). O aparecimento dessas anomalias indica a clara influência da perturbação atmosférica, associada ao campo de vento, em alterar os transportes de calor e volume no Atlântico Sul. Nas figuras 4.15 e 4.16 observa-se a presença de anomalias positivas de temperatura na região sudoeste do Atlântico Sul para o mês de pico de energia cinética e para os dados médios obtidos na janela temporal de energia cinética máxima. Para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento há um enfraquecimento dessas anomalias. Tal fato parece estar associado há um enfraquecimento da célula de circulação atmosférica associada ao giro subtropical e uma conseqüente diminuição dos transportes de volume e calor associados à CB. No mês de pico de energia cinética esses transportes intensificam-se deslocando a confluência Brasil – Malvinas para sul advectando águas mais aquecidas para regiões ora ocupadas por águas mais frias.

Na figura 4.16 pode-se observar ao longo da costa africana entre as latitudes de 25° S e o equador a presença de anomalias negativas para o mês de pico de energia cinética. Esse resultado indica uma intensificação do processo de ressurgência costeira nessa região provavelmente influenciado pela intensificação do giro subtropical atmosférico em baixos níveis nesse período.

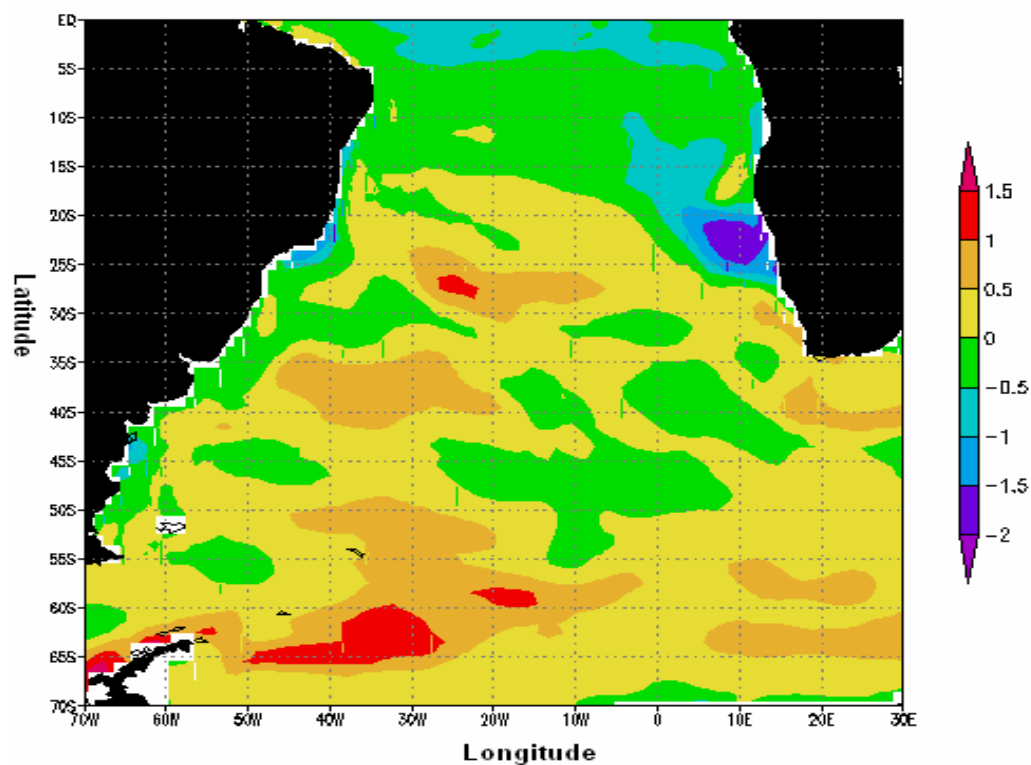


4.15 campo espacial de anomalia de temperatura potencial médio para a janela de máxima energia cinética.

Observa-se também para o mês de pico de energia cinética valores negativos de anomalia de temperatura, junto à costa da região nordeste do Brasil entre as latitudes de 5° S a 15° S (figura 4.16). Para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento é possível observar a presença de anomalias negativas por toda a extensão da costa nordeste (figura 4.17).

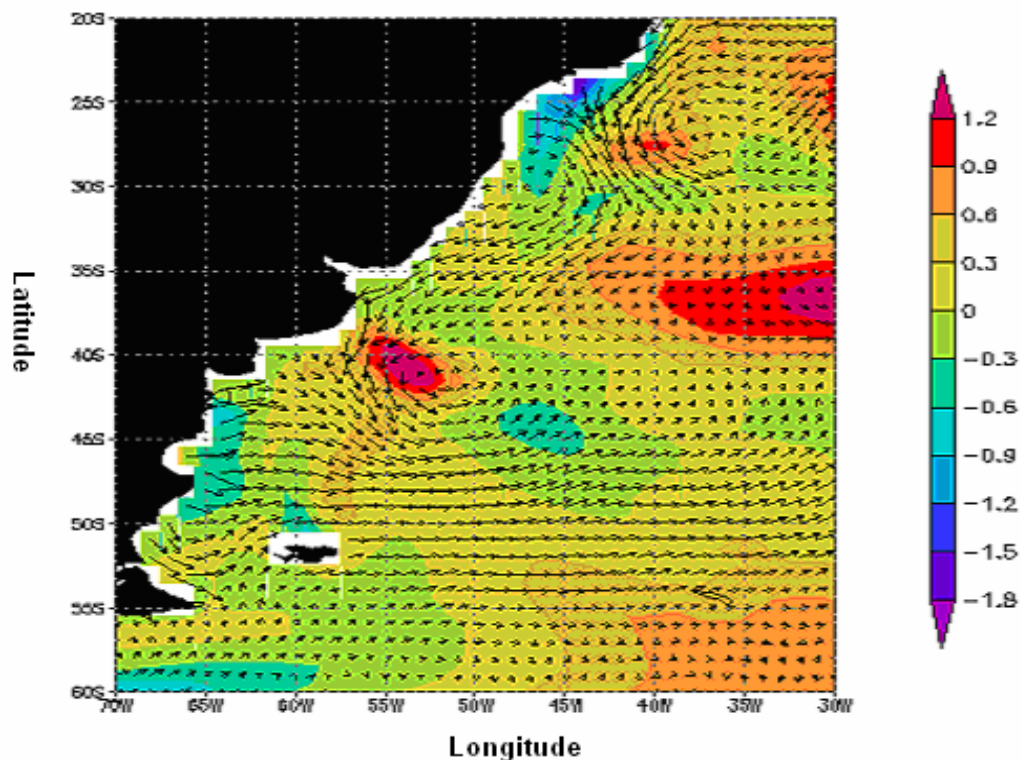


4.16 Campo espacial de anomalia de temperatura potencial, para o mês de pico de energia cinética.

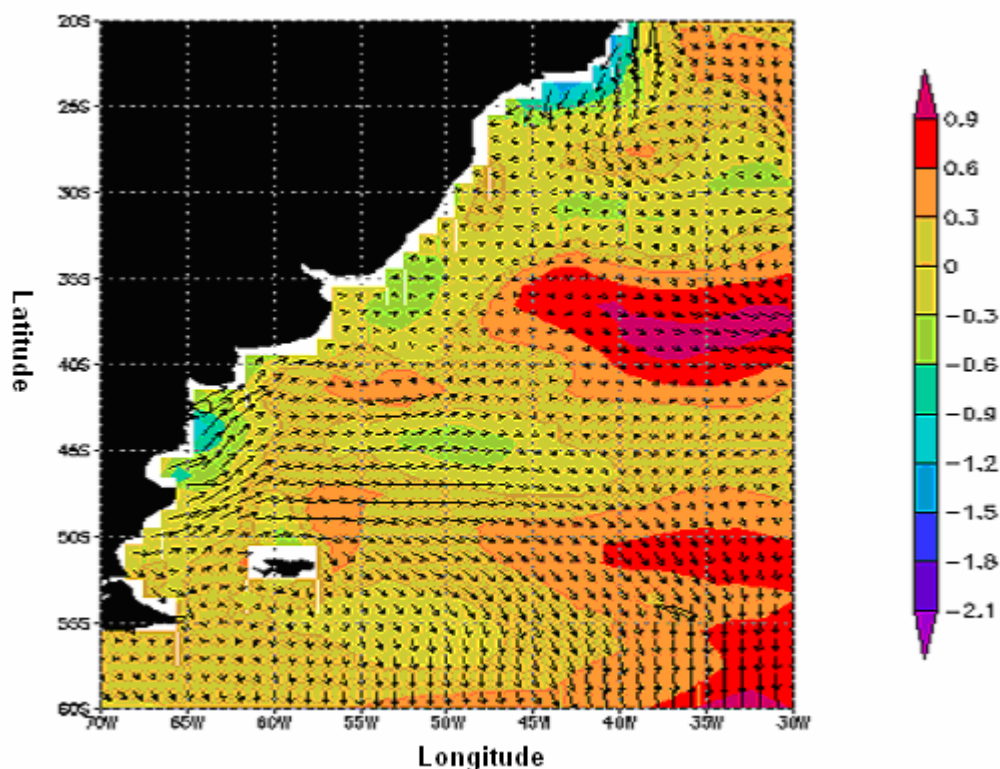


4.17 Campo espacial de anomalia de temperatura potencial, para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento.

As figuras 4.18 e 4.19 permitem a análise conjunta dos campos de anomalia de temperatura na camada superficial do modelo juntamente com os vetores diferença de velocidade na superfície para os meses de pico de energia cinética e de trabalho realizado pelo. Observa-se para o primeiro uma clara intensificação da CB junto à costa sul brasileira. Observa-se também o aparecimento de águas frias junto à costa na região da plataforma continental sudeste do Brasil que parecem estar associadas a uma forte intensificação da circulação superficial em direção ao largo. Torres Jr. (2005) observou uma relação direta entre os sinais de temperatura da superfície do mar e a ressurgência costeira em Cabo Frio à variabilidade anual e interanual do rotacional de pseudotensão de cisalhamento do vento na superfície. O autor observou ainda que o campo de vento na superfície do oceano, na bacia sudoeste do Atlântico Sul estava associado às anomalias de temperatura da superfície do mar no Pacífico Equatorial.



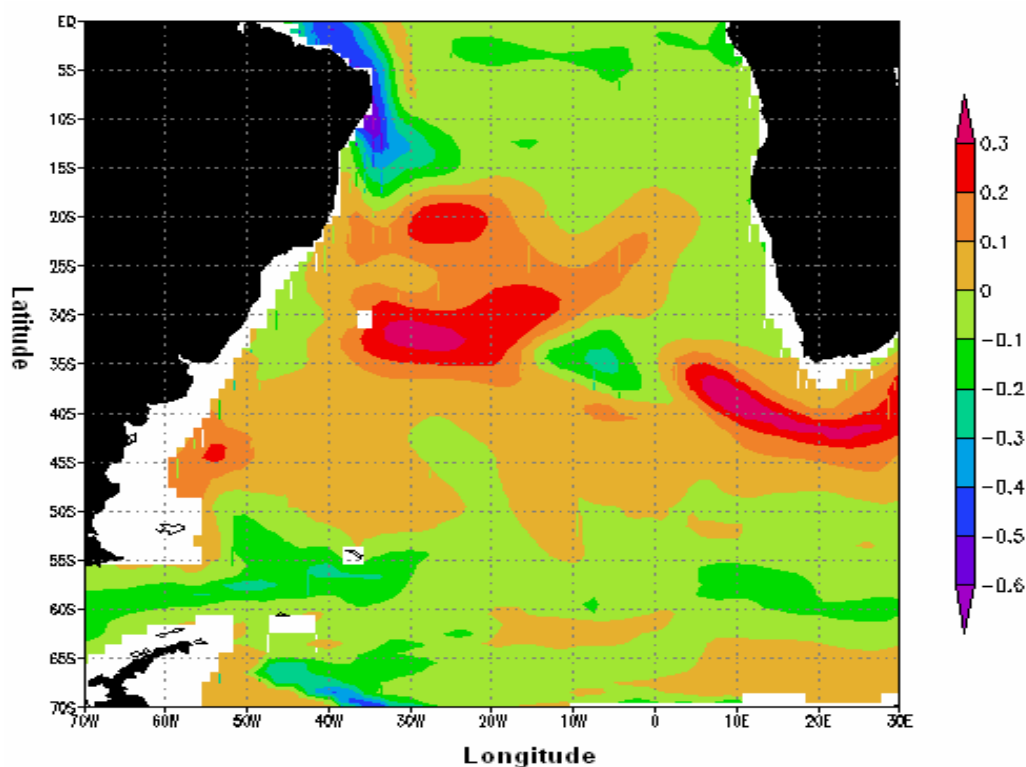
4.18 Campo espacial de vetor diferença de velocidade sobreposto ao campo de anomalia de temperatura potencial para 5 metros de profundidade no mês de pico de energia cinética.



4.19 Campo espacial de vetor diferença de velocidade sobreposto ao campo de anomalia de temperatura potencial para 5 metros de profundidade no mês de pico de trabalho realizado pelo vento.

É possível observar ainda outras regiões com significativa presença de anomalias de temperatura. Pode-se observar também a presença de anomalias positivas de temperatura na região ao sul do continente africano em superfície. Anomalias positivas também são observadas para o nível de 1000 metros de profundidade (figura 4.20). Essas anomalias positivas parecem estar sendo advectadas para o interior da bacia do Atlântico Sul no mês de pico de energia cinética. Na região central da bacia do Atlântico Sul é possível observar também a presença de extensas áreas com valores positivos de anomalia para o mês de pico de energia cinética.

As anomalias de temperatura observadas para o mês de pico de trabalho realizado pelo vento são sempre menos intensas quando comparadas ao mês de pico de energia cinética. Tal resultado parece ter influência direta da desintensificação dos transportes de calor e volume nesse mês. Essa desintensificação estaria sendo causada em superfície pela desintensificação do campo de vento.



4.20 campo espacial de anomalia de temperatura potencial para o mês de pico de energia cinética em 1000 metros de profundidade.

4.2 Conclusões

As conclusões apresentadas pretendem, contribuir para um maior conhecimento da variabilidade oceânica dinâmica e termodinâmica na bacia do Atlântico Sul.

Um modelo de circulação global dos oceanos foi satisfatoriamente aplicado para a obtenção do clima oceânico global e especificamente no Atlântico Sul. Importantes feições oceanográficas associadas aos transportes oceânicos de calor e massa foram reproduzidas. Pode-se destacar o transporte de volume associado à CCA e a célula de recirculação de calor nos oceanos associada ao transporte meridional dessa propriedade. Tais resultados mostraram-se de acordo e dentro das faixas de incerteza observadas e modeladas por outros autores.

Foi possível também, a simulação de anomalias associadas a pseudotensão de cisalhamento do vento típicas de um evento ENSO. A introdução unicamente dessa perturbação foi capaz de gerar anomalias significativas associadas aos transportes de calor e massa em todos os oceanos. Foi observado um acréscimo de aproximadamente 40 % de

energia cinética integrada em todo o volume oceânico para os nove meses referentes a janela de máxima energia.

Para os transportes de volume integrados até o fundo oceânico foram observadas desintensificações em todas as seções monitoradas. No entanto, a análise dos perfis verticais de transporte de volume, revela a intensificação desse transporte em alguns níveis.

Os transportes de calor estimados demonstraram um claro aumento da célula de transporte de calor meridional em todo o volume oceânico. Foi observado que a maior parte desse aumento de transporte de calor se faz nos primeiros 100 metros, ou seja, nas camadas sobre direta influência do campo de vento. Outro resultado expressivo foi o aumento do transporte de calor meridional, para norte, na seção Paralelo 32° S, no experimento anômalo.

Foi efetivamente observado que os transportes de calor e volume no Oceano Atlântico Sul foram influenciados pelo ENSO, locamente através das anomalias no campo de pseudotensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano. Observou-se também diminuição dos transportes de calor e volume associados à CCA na passagem de Drake. Esses dois efeitos em conjunto parecem contribuir para o aparecimento de anomalias positivas de temperatura próximo à costa da América do Sul na latitude aproximada de 40° S. O aparecimento dessas anomalias parece ter relação direta com a intensificação dos transportes de calor e volume junto à costa brasileira, no mês de pico de energia cinética, associada à intensificação do giro subtropical atmosférico do Atlântico Sul em baixos níveis. O contrário ocorre no mês de pico de trabalho realizado pelo vento quando a desintensificação dessa feição atmosférica acaba por desacelerar os transportes citados diminuindo a intensidade das anomalias positivas observadas e fazendo surgir anomalias negativas de temperatura junto à costa brasileira abaixo de 21° S. Anomalias negativas de temperatura observadas, junto à costa brasileira, na região da plataforma continental sudeste parecem, por tanto, ter clara relação com a aceleração do giro subtropical atmosférico em baixos níveis. Esse resultado já havia sido observado por Torres Jr. (2005) que evidenciou relações diretas entre a TSM no Pacífico Equatorial, via circulações de Walker e Hadley, na profundidade e consequentemente na disponibilidade da ACAS, em escala sazonal e interanual, na região da plataforma continental sudeste do Brasil. Foi possível observar na região oceânica junto à costa nordeste do Brasil valores de anomalia de TSM negativos nos meses de pico de trabalho realizado pelo vento e de energia cinética.

Anomalias positivas de temperatura são observadas, na região sul da África do Sul, em superfície e em maiores profundidades. Essas anomalias parecem estar diretamente

relacionadas a uma intensificação do transporte de calor associado à CA nessa região. O aumento desse transporte pode ser o principal responsável na intensificação do transporte de calor meridional em direção ao Atlântico norte. Anomalias negativas ocorrem também na costa oeste do continente africano e parecem estar diretamente relacionadas a uma aceleração do giro subtropical atmosférico do Atlântico Sul.

Os resultados associados ao transporte de calor meridional nos oceanos indicam uma intensificação dessa circulação para o pico de energia cinética, para o pico de trabalho realizado pelo vento e para a média da janela temporal de energia máxima. As análises sugerem que a maior parte dessa intensificação se faz nos primeiros níveis da coluna d'água o que demonstra uma clara influência do campo de vento anômalo tipo ENSO nos processos termodinâmicos no Atlântico Sul e nas outras bacias oceânicas.

5 . Bibliografia

- Alexander, M. A., I. Blade, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau, e and J. D. Scott, 2002: The Atmospheric Bridge: the Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction Over the Global Oceans. *J. Climate* , 15, 2205-2231.
- Arnault, S., 1987. Tropical Atlantic Geostrophic Currents and ship drifts. *Journal of Geophysical research*, 92: 5076-5088
- Bjerknes, J., 1966. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97: 163-172.
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric Teleconnections from The Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97: 163-172.
- Boccaletti, G., 2004. Timescales and dynamics of the formation of a thermocline. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, volume39: pp 20-44.
- Boddem, J. & R. Schlitzer, 1995. Interocean exchange and meridional mass and heat fluxes in the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, no.C8, 15821-15834.
- Bryan, K., 1969. A Numerical Method for the Study of the Circulation of the World Ocean. *Journal of Computational Physics*. Vol(4),No.3-pp 347-376.
- Castro, B.M. e Miranda, L.B., 1998. Chapter 8. Physical Oceanography of The Western Atlantic continental Shelf Located Between 4° N e 34° N. *The sea*. volume 11 John Wiley & Sons, Inc.
- Diaz, A. F., Studzinski, C. D., Mechoso, C. R., 1997. Relationships Between Precipitation in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans, *Journal of Climate*, Vol. 11, p 251-271.
- Enfield, D. B. e Mayer, D. A., 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature and its relation to El niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, vol.102:929-945.
- Ezer, T. e Mellor, G.L., 1997. Simulations of The Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate ocean model. *Journal of Geophysical Research* 102(7): 15,647-15,657.
- Gan, J., Lawrence, A. e Straub, D.N., 1998. Simulation of the South Atlantic Ocean circulation and its seasonal variability. *Journal of Geophysical Research*. 103: 10,241-10,251.
- Ganachaud, A. e C. Wunsch., 2000. Improved estimates of global circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature* vol: 408: 453 - 457.
- Gnanadesikan, A., 2006: GFDL's CM2 global coupled climate models. Part II: The baseline ocean simulation. *J. Climate*, 19, 675–697.

- Gordon, A.L., Weiss, R.F., Smethie Jr., W.M. and Warner, M.J., 1992. Thermocline and Intermediate Water Communication Between the South Atlantic and Indian Oceans. *Journal of Geophysical Research* 97: 7223-7240.
- Griffies, S.M. e C. Böning, F.O. Bryan, E.P. Chassignet, R. Gerdes, H. Hasumi, A. Hirst, A.M. Treguier, D. Webb., 2000. Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, 2:123-192.
- Griffies, S.M. e R.C. Pacanowsky, 2001. Tracer Conservation with an Explicit Free Surface Method for z-Coordinate Ocean Models. *Monthly Weather Review* vol. 129: 1081-1098.
- Griffies, S.M., e M.J. Harrison, R.C. Pacnowsky. A. Rosati., 2004 A Technical Guide to MOM4. GFDL Ocean Group Technical Report No. 5. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.
- Griffies, S.M., 2004. *Fundamentals of Ocean Climate Models*. Princeton University Press. 495 pp.
- Griffies, S. M., A. Gnanadesikan, K. W. Dixon, J. P. Dunne, R. Gerdes, M. J. Harrison, A. Rosati, J. L. Russell, B. L. Samuels, M. J. Spelman, M. Winton, and R. Zhang, 2005: Formulation of an ocean model for global climate simulations. *Ocean Science*, 1, 45-79.
- Hameed, Sultan, Meinster, Alan, Sperber, Kenneth R. Teleconnections of the Southern Oscillation in the Tropical Atlantic Sector in the OSU Coupled Upper Ocean–Atmosphere GCM. *Journal of Climate* 1993 6: 487-498
- Hastenrath, S., 1979. Heat Budget of Tropical Ocean an Atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, 10:159-170.
- Hellerman, S. e M. Rosenstein, 1983. Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates. *Journal of Physical Oceanography*, 13: 1093-1104.
- Hou, A. Y., 1997. Hadley Circulation as a Modulator of the Extratropical Climatic, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 55, p. 2437-2457.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: A Scientific Basis*. Contribution of working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. 881 pp.
- Lentini, C.A.D., Podestá, G.G., Campos, E.J.D. e Olson, D.B., 2001. Sea surface temperature anomalies on the Western South Atlantic from 1982 to 1994. *Continental Shelf Research*. Volume: 21. Pags 89-112.
- Matano, R.P., 1992. On the Separation of the Brazil Current from the Coast. *Journal of Physical Oceanography*, 23: 79-90.

- Matano, R.P. e S.G.H. Philander, 1993. Heat and Mass Balances of the South Atlantic Ocean calculated From a Numerical Model. *Journal of Geophysical Research*. Volume: 98. Pags 977-984.
- McPhaden, M.J., 1993. TOGA-TAO and the 1991-93 El Niño-Southern Oscillation Event. *Oceanography* vol.6(2), pp 36-44.
- Mellor, G.L., Mechoso, C. R. e Keto, E., 1982. A diagnostic calculation of a general circulation of the Atlantic Ocean. *Deep sea Research*, vol.29: 1171-1192.
- Molinari, R.L., 1983. Observations of Near-Surface Currents and temperature in the Central and Western Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. Volume 88: 4433-4438
- Moura, D.A. e J. Shukla, 1981. On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38: 2653-2675.
- Nobre, P. e Shukla, 1994. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9:2464-2479.
- Olson, D.B., Podestá, G.P., Evans, R.H e Brown, O.B. 1988. Temporal Variations in the Separation of Brazil and Malvinas Currents. *Deep Sea Research* 35: 1971-1988.
- Oort, A.H., L.A. Anderson e J.P. Peixoto, 1994. Estimates of the energy cycle othe oceans. *Journal of Geophysical Research*, 99, 7665-7688.
- Okumura, Y. e Shang-Ping Xie, 2001. Tropical Atlantic air-sea interaction and its influence on the NAO. *Geophysical Research Letters*, vol. 28, no. 8, 1507-1510.
- Pacanowsky, R.C. e S.M. Griffies, 1999. The MOM3 Manual. *Geophysical Fluid Dynamics laboratory/NOAA, Princeton, USA*, p. 680.
- Peixoto, J.P. e Oort, A.H., 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics. 520 pp.
- Peterson, R.G. e L. Stramma, 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic. *Prog. Oceanog.*, 26: 1-73.
- Philander, S.G.H. e Pacanowsky. R.C., 1986. A Model of the Seasonal Cycle in the Tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research* vol 91: 14,192-14,206.
- Philander, S.G.H., 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press inc., 288 pp.
- Pickard, G.L. e W.J. Emery 1990. *Intoductory Descriptive Physical Oceanography*. 5 a Edição. Pergamon Press, Oxford, 329 pp.
- Röeske, 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 Institut für Meteorologie, Hamburg. Report no. 323. ISSN 0937-1060.

- Schmitz, W.J., 1996. On The World Ocean Circulation: Volume II. Technical Report. Woods Hole Oceanographic Institution WHOI-96-08.
- Semtner, A.J.. 1992. Ocean General Circulation From Global Eddy-Resolving Model. *Journal of geophysical research*. vol 97: 5493-5550
- Servain, J., 1991. Simple Climatic Indices for the Tropical Atlantic Ocean and Some Applications. *Journal of Geophysical Research*, 96: 15137-15146.
- Silveira, I.C., Miranda,L.B. e Brown, W.S., 1994. On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research*, 99: 22,501-22,512.
- Silveira, I. C. A. ; Schmidt, A. C. K. ; Campos, E. J. D. ; Godoi, S. S. ; Ikeda, Y. . A Corrente do Brasil ao Largo do Sudeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Oceanografia*, São Paulo, v. 48, n. 2, p. 171-183, 2001.
- Sinclair, M.R., J.A. Renwick, e J.W. Kidson, 1997. Low-Frequency Variability of Southern Hemisphere Sea Level Pressure and Weather System Activity, *Monthly Weather Review*, 125, p. 2532-2543.
- Stammer, D., C. Wunsch, R.Giering, C. Eckert, P. Heimbach, J.Marotzke, A. Adcroft, C.N.Hill e J.Marshall, 2003. Volume, heat, and freshwater transports of the global ocean circulation 1993-2000, etsimated from a general circulation model constrained by World Ocean circulation Experiment (WOCE) data. *Journal of Geophysical Research* vol. 108, pp- 7-1 - 7-23.
- Stramma, L. e M. England, 1999 — On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. geophys. Res.* 104(C9): 20863–20883.
- Tomczak, Matthias & J Stuart Godfrey: *Regional Oceanography: an Introduction* 2nd edn (2003). 390pp.
- Torres Jr., A.R., 1995. Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais.Disertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143 pp.
- Torres Jr., A.R., 2005. Evidências de tele-conexão atmosférica entre fenômenos oceânicos do Pacífico Equatorial r do Atlântico Sul. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 156 pp.
- Venegas, S.A., L.A. Mysak, e D.N. Straub, 1997. Atmosphere-Ocean Coupled variability in the Southern Atlantic, *Journal of Climate*, vol 10, p. 2904-2919.
- Vecchi, G.A., B.J. Soden, A.T. Wittenberg, I.M. Held, A. Leetmaa and M.J. Harrison, 2006. Weakning of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, vol. 441, p. 73-76.
- Vivier, F. e C. Provost, 1999. Remote and Local Forcing in the Brazil-Malvinas Confluence. *Journal of Physical Oceanography*, vol 31: 892-913.

- White, W.B. e Peterson, R.G., 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature Letters* vol.380: 699-702.
- WORLD ENERGY COUNCIL, 1996. *International Energy Annual 1996*, EUA.
- Wunsch, W. The Work Done by the Wind on the Oceanic general Circulation. *Journal of Physical Oceanography*, vol 28: 2332-2340.
- Wyrski, K., 1981. The Southern Oscillation, Ocean-Atmosphere Interaction and El Nino. *Marine Technology Society Journal*. Vol. 6(1): 3-10.

6. Apêndice

6.1 O Atlântico Sul

Nessa seção será feita uma descrição da circulação oceânica e atmosférica de baixa frequência (escoamento médio) na região da Bacia do Atlântico Sul. Peterson e Stramma (1991) reuniram um grande volume de informações obtidas da literatura oceanográfica para a região do Oceano Atlântico Sul e publicaram na forma de um consistente artigo descritivo de sua circulação. Algumas partes do artigo citado além de outras referências serão citadas e discutidas nessa seção com objetivo de traçar um quadro dinâmico climatológico da circulação oceânica de superfície através da descrição das principais correntes marinhas e feições oceanográficas existentes nesse oceano. Será realizada também uma breve descrição das massas d'água e da circulação termohalina presentes na região de interesse.

6.1.1 Circulação Oceânica de Superfície

As correntes oceânicas de superfície, associadas ao giro atmosférico do Atlântico sul, atingem aproximadamente 200 metros de profundidade, próximo ao equador e até 800 metros no limite sul do giro. As diferentes regiões desse giro apresentam diferentes características de temperatura e salinidade. Esse giro é composto pela Corrente Sul equatorial (CSE), Corrente do Brasil (CB), Corrente do Atlântico Sul (CAS) e Corrente de Benguela (CBE). Outras correntes que participam efetivamente na dinâmica do giro do Atlântico sul são: Corrente Circumpolar Antártica (CCA), Corrente das Malvinas (CM) e Corrente das Agulhas (CA) (Pickard e Emery, 1990) (Figura 5.1).

6.1.2 A Corrente das Agulhas

A CA é a corrente de contorno oeste do Oceano Índico. Essa corrente flui com sentido sudoeste ao longo do talude continental e é normalmente deslocada de 10 km a 15 km da sua posição média nas latitudes de 28.5° S a 34° S (Gründligh, 1983 apud Peterson e Stramma, 1991). A CA então separa-se da costa e continua seu fluxo com direção sudoeste ao longo do banco das Agulhas onde há a ocorrência de vórtices e meandros. Na região ao largo de Durban (30° S) o núcleo da CA chega a apresentar velocidades superiores a 100 cm/s. Próximo ao paralelo de 36° S a CA deixa a plataforma continental desenvolvendo

meandros que aumentam de amplitude até retrofletir de volta ao Oceano Índico próximo aos meridianos de 16° E a 20° E como a corrente de retorno das Agulhas (Lutjeharms et al, 1988 apud Peterson e Stramma, 1991). O processo de retroflexão represa uma “piscina” de águas quentes superficiais do Oceano Índico cuja temperatura é cerca de 5° C superior as águas de superfície da mesma latitude no Oceano Atlântico Sul (Gordon, 1985 apud Peterson e Stramma, 1991). Uma parte das águas do Índico trazidas pela CA não acompanha a corrente de retorno das Agulhas e penetra o Oceano Atlântico Sul. Em algumas ocasiões porções de água da CA contornam a extremidade sul do continente africano podendo adicionar volumes de águas do Índico na Corrente de Benguela (CBE). Esse processo oceânico é um dos principais fatores responsáveis pela manutenção da circulação termohalina global. A figura 5.2 apresenta um desenho esquemático da CA.

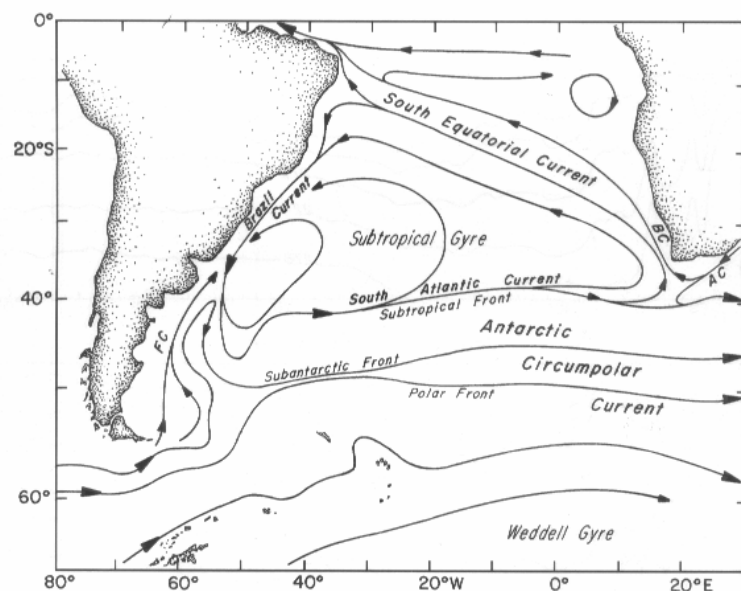


Figura 6.1 Mapa de distribuição espacial das principais correntes oceânicas de superfície na região da Bacia do Atlântico Sul. (Fonte: Schmitz, 1996)

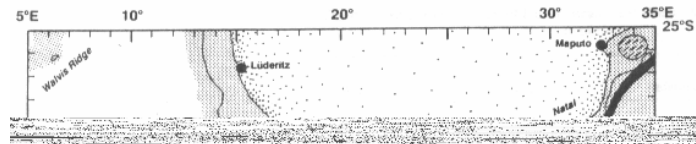


Figura 6.2 Desenho esquemático da do sistema de circulação oceânica associado a Corrente das Agulhas. Fonte: Peterson e Stramma (1991)

6.1.3 A corrente de Benguela

A CBE é a corrente de contorno leste do giro subtropical do Atlântico Sul. A CBE inicia seu escoamento para norte ao largo do cabo da Boa esperança antes de redirecionar-se para noroeste separando-se da costa africana nas proximidades de 30° S. Além de ser formada primeiramente pelas águas trazidas pela CAS, a CBE também pode receber águas trazidas pela CA e águas subantárticas de superfície provenientes de perturbações originadas na região da frente subtropical. As condições atmosféricas na região ocupada pela CBE são fortemente influenciadas pelo giro subtropical atmosférico do Atlântico Sul e por um sistema de baixa pressão que se desenvolve ao sul da África. Os ventos predominantes na região são os de sul e o sudeste os quais são responsáveis pela ocorrência de intensa ressurgência na costa leste africana. A principal região de ressurgência encontra-se na porção sul da costa durante o verão deslocando-se para o norte durante o inverno.

Mais recentemente Stramma e Peterson, (1989, apud Peterson e Stramma, 1991) utilizaram dados históricos para quantificar o transporte geostrófico da CBE. Os autores estimaram um transporte de 21 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) nas proximidades de 32° S onde a corrente encontra-se próxima à costa. Nas proximidades de 30° os autores estimaram uma diminuição do transporte da CBE para 18 Sv. Aproximadamente 3Sv do fluxo superficial da CBE não deixam as proximidades da costa africana e seguem para norte em direção a bacia de Angola.

6.1.4 A Corrente Sul Equatorial e a região do Atlântico Tropical Oeste

Após separar-se da costa africana a CBE impulsiona o fluxo da CSE a qual flui para oeste até a extremidade leste da América do Sul nas proximidades do Cabo são Roque onde então bifurca-se para norte formando a CNB e para sul gerando a CB (Peterson e Stramma, 1991). A figura 5.3 apresenta um desenho esquemático do escoamento oceânico geostrófico para os primeiros 500 metros de profundidade na região de baixa latitude do Oceano Atlântico Sul. Molinari (1983) mapeou o processo de bifurcação da CSE através da trajetória de bóias de deriva lançadas na região central do Oceano Atlântico Sul e do cálculo do transporte geostrófico para a mesma região. Molinari observou, entre os meridianos de 25° W e 30° W, fluxos para norte associados a CNB (ao norte de 8° S) e para sul associados a CB (ao sul de 8° S). O autor observou ainda a presença de sinais de variabilidade sazonal associada as trajetórias das bóias e a ausência desse sinal nos cálculos de transporte geostrófico. O autor sugeriu que a forte influência do vento nessa região em relação a estrutura vertical de massa seja um dos fatores responsáveis pela diferença de resultados descrita. Os dados referentes as trajetórias das bóias revelaram velocidades intensas para oeste durante o inverno e fracas (eventualmente para leste) durante o verão e outono. Philander e Pacanowsky (1986) analisando os resultados obtidos com o uso de um modelo de equações primitivas e forçado por um campo climatológico mensal de tensão de cisalhamento do vento observaram que a resposta do oceano às variações sazonais do vento encontra-se em fase com o campo de vento local na região do Atlântico Tropical. A oeste de 30° W e próximo ao Equador observam-se movimentos verticais da termoclina, praticamente em fase com a variação de intensidade dos ventos locais com sentido oeste. A termoclina encontra-se mais aprofundada em agosto e setembro quando os ventos estão mais intensos e próxima à superfície em Março e Abril quando os ventos estão enfraquecidos. Reverdin e Mcphaden (1986) analisaram os resultados obtidos a partir do lançamento de 23 bóias de deriva na região localizada em 4° W e 1.5° S - 4° S no período de junho de 1983 e Julho de 1984. Os autores observaram velocidades anormalmente baixas (com sentido oeste) no período de fevereiro a Abril de 1984 os quais provavelmente estariam associados a variações interanuais. Esse fluxo com velocidade anormalmente baixa foi acompanhado pelo aparecimento de águas com temperatura anormalmente quente (acima de 2° C em relação a climatologia) na região do Golfo da Guiné. Philander (1990) sugere a possível ocorrência de um fenômeno similar ao ENSO no Atlântico. O autor destaca o episódio ocorrido em 1984 como o mais intenso já documentado. Temperaturas

da superfície do mar anormalmente altas foram observadas na região do Atlântico tropical sudeste, os ventos alíseos enfraqueceram e a região de convergência intertropical foi deslocada para sul de sua posição normal. Nessa ocasião foi possível observar um aumento de precipitação sobre as regiões áridas do nordeste do Brasil e do sudoeste africano além da ausência do processo de ressurgência costeira na costa africana.

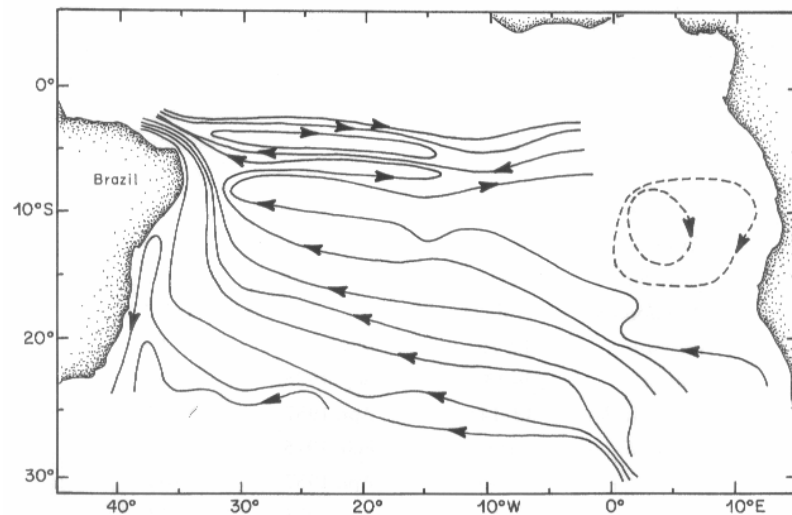


Figura 6.3 Desenho esquemático do escoamento geostrófico estimado para os primeiros 500 metros da coluna d'água para a região de baixas latitudes da bacia do Atlântico Sul. Cada uma das linhas sólidas representam um transporte de 3 Sv. Fonte: Peterson e Stramma, 1991)

A CSE possui uma complexa estrutura na região oeste do Atlântico Tropical (Silveira et al, 1994). A CSE pode ser descrita como um fluxo para oeste que possui três distintas ramificações: a ramificação norte chamada de Corrente Sul Equatorial Norte (CSEN), a ramificação central chamada de Corrente Sul Equatorial Central (CSEC) e a ramificação sul chamada de Corrente Sul Equatorial Sul (CSES). A CSEN e a CSEC são separadas pelo fluxo para leste da Sub Corrente Sul Equatorial (SCSE) entre as latitudes aproximadas de 3° S e 5° S. A CSES possui fronteira sul com a Contra Corrente sul equatorial (CCSE), a qual flui para leste e está localizada entre as latitudes de 7° S e 9° S. Molinari (1982, apud Silveira et al, 1994) estimou o transporte geostrófico (relativo a 100 metros) da (CSE e obteve valores entre 7 e 26 Sv, para a SCSE obteve valores entre 5 a 23 Sv e para a CCSE obteve valores entre 1 e 7 Sv. Stramma (1991, apud Silveira et al, 1994) descreveu a CSES como um largo escoamento que flui entre as latitudes de 10° S e 25° S com um transporte geostrófico, nos primeiros 500 metros, estimado em 20 Sv. A figura 5.4 apresenta a complexa estrutura da CSE na região do Atlântico Tropical Oeste.

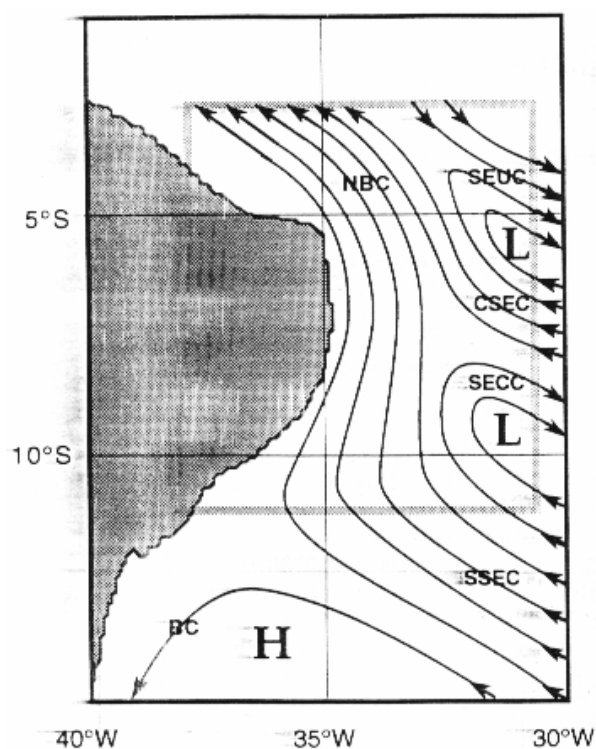


Figura 6.4 Desenho esquemático da circulação oceânica nos primeiros 500 metros de profundidade na região do Atlântico Tropical Oeste. Cada linha de fluxo representa um transporte de 3 Sv. Na figura, NBC representa a Corrente Norte do Brasil, a SEUC representa a Corrente subequatorial sul, a CSEC representa a Corrente Sul equatorial central, a SECC a contra corrente sul equatorial central e a SSEC representa a Corrente Sul equatorial sul.

Historicamente, é reportado que as correntes CB e CNB são formadas a partir do processo de bifurcação da CSEC nas proximidades do cabo São Roque (5° 30' S). A bifurcação da CSEC também se mostra aparente em dados coletados por embarcações e de bóias derivadoras (Molinari, 1983). Arnault (1987) não observou evidências de um processo de bifurcação da CSEC no comportamento dos escoamentos geostróficos calculados a partir de dados hidrográficos. O autor conclui que o fluxo calculado ao sul de 5° 30' S, estimado anteriormente, não estaria relacionado ao fluxo da CB e poderia estar associado ao transporte de Ekman na região. Stramma et al, (1990 apud Stramma 1991) utilizando dados hidrográficos históricos. Os autores observaram que a CNB e a CB são formadas pela bifurcação da CSEC e que a mesma bifurca-se a oeste do meridiano de 30° W próximo a latitude de 10° S, durante os meses de fevereiro e março, onde aproximadamente 12 Sv fluem para norte contribuindo para o fluxo da CNB e apenas 4 Sv fluem para sul contribuindo para o fluxo da CB. Os autores não conseguiram identificar nenhum sinal de sazonalidade a partir dos dados analisados.

6.1.5 A Corrente do Brasil e a região da Confluência Brasil-Malvinas

A CB flui ao largo de, praticamente, toda a costa brasileira. A CB é a corrente mais intensa do giro subtropical do Atlântico sul e transporta águas quentes e salinas vindas de baixas latitudes. Ao atingir aproximadamente a região compreendida entre as latitudes médias de 30° S a 40° S, a CB separa-se da costa ao encontrar a CM, que por sua vez flui para norte, transportando águas frias e pouco salinas provenientes de altas latitudes. A região de encontro dessas duas correntes é chamada de Confluência Brasil Malvinas. A região da confluência oscila ao longo do ano localizando-se mais ao norte (aproximadamente 30° S) no inverno e mais ao sul no verão (aproximadamente 40° S), época em que o transporte associado a CB encontra-se intensificado (Pickard e Emery, 1990).

A poucos graus de latitude ao sul de sua área de formação (região de bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial), a CB é rasa, quente e salina junto à quebra da plataforma com transporte aproximado de 4 Sv. O Transporte da CB é bem menos intenso que as demais correntes de contorno oeste, tal fato ocorre porque a maior parte do transporte da CSES é deslocado para norte alimentando as correntes CNB e CCSE. O transporte da CB permanece com pouca intensidade entre as latitudes de 10° S e 20° S. Estimativas do transporte geostrófico dessa corrente, próximas a sua região de formação, são difíceis uma vez que a CB encontra-se bem rasa e confinada à plataforma continental nessa região (Peterson e Stramma, 1991). Varias estimativas do transporte da CB entre as latitudes de 19° S a 25° S indicam valores iguais ou menores que 11 Sv (Peterson e Stramma, 1991). Na latitude de 19° S Miranda e Castro, 1982, apud Peterson e Stramma, 1991) estimaram o valor máximo de 6,5 Sv (onde 50% do transporte estaria associado aos primeiros 200 metros). Na região próxima à latitude de 20,5° S a CB encontra-se com a cordilheira Vitória-Trindade, uma cadeia de montes submarinos responsáveis pela formação de meandros e vórtices no escoamento da CB. Evans et al (1983, apud Peterson e Stramma, 1991) observaram velocidades superficiais máximas de 60 cm/s associados a CB a qual flui preferencialmente entre os montes submarinos e a costa.. Ao largo de Cabo Frio (23° S) o transporte é da ordem de 11 Sv, sendo que mais da metade do fluxo é confinado aos primeiros 200 metros de coluna d'água (Peterson e Stramma, 1991).

Ao sul de 24° S a CB intensifica seu transporte. Ao sul de 30° S esse processo de intensificação parece estar associado a uma célula de recirculação anticiclônica que é observada em medições hidrográficas, análise de imagens de satélite e de bóias de deriva (Peterson e Stramma, 1991). Estimativas do transporte associado a essa célula de

recirculação obtiveram valores aproximados de 7,5 Sv nos primeiros 800 metros de profundidade o que leva a um transporte para sul na latitude média de 33° S de aproximadamente 18 Sv.

Todas as estimativas de transporte citadas para o transporte geostrófico da CB em diversas latitudes são obtidas a partir do estabelecimento de um nível de referência (nível de movimento nulo) em profundidades rasas ou intermediárias. A escolha de níveis de movimento nulo para áreas próximas à região de bifurcação da CSES ainda é questionada devido a pequena profundidade sobre a qual flui e à proximidade da mesma em relação à costa. A figura 5.4 apresenta uma representação esquemática do escoamento geostrófico da CB nos primeiros 500 metros da coluna d'água calculados a partir de dados hidrográficos.

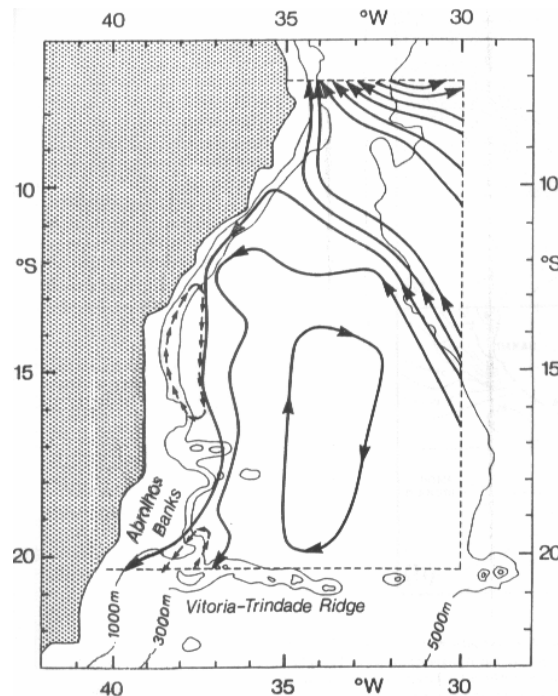


Figura 6.5 Representação esquemática do escoamento geostrófico para os primeiros 500 metros da coluna d'água da CB e da região da Bifurcação da CSE. Essa representação foi baseada em cálculos realizados a partir de dados hidrográficos. Cada linha sólida representa o transporte integrado (até 500 metros) de 2 Sv e cada linha pontilhada um transporte de 1 Sv. Fonte: Peterson e Stramma (1991).

Devido a sua significativa influência sobre os transportes de calor e massa na bacia do Atlântico Sul, a região da confluência Brasil Malvinas vêm sendo alvo de muitos estudos na área de interação oceano-atmosfera os quais procuram caracterizar sua variabilidade espaço temporal e a causa do processo de separação da CB e da CM da costa. A figura 5.5 apresenta uma representação esquemática da região de confluência Brasil – Malvinas.

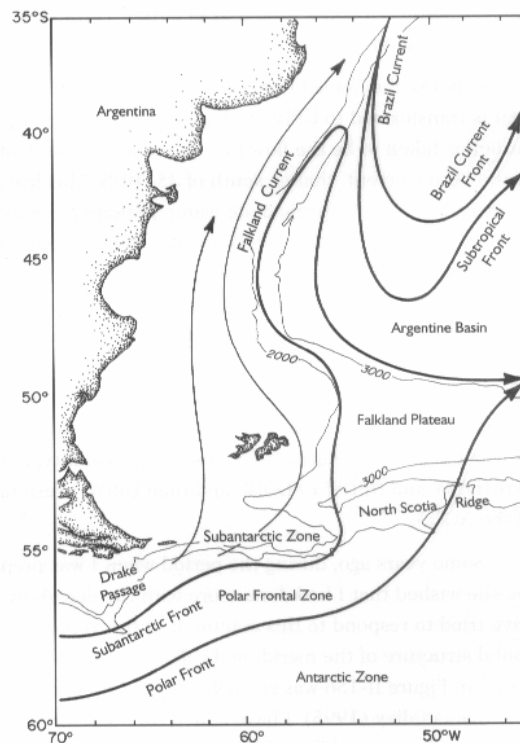


Figura 6.6 Representação esquemática da região da confluência Brasil – Malvinas (Fonte: Peterson & Stramma, 1991).

Olson et al (1988) utilizaram trajetórias de derivadores e dados de TSM oriundos de sensores fixos à plataformas orbitais para determinar a variabilidade espaço temporal da confluência Brasil-Malvinas. Segundo os autores a CB pode ser diferenciada por uma banda de águas superficiais quentes subtropicais que se estendem para sul ao longo da costa e separam-se da plataforma continental e talude na latitude média de $35.8^{\circ} \text{ S } (\pm 1^{\circ})$. A região de separação da CB encontra-se mais ao norte durante o inverno (julho a setembro) e mais ao sul durante o verão (janeiro a março). A latitude média obtida para a separação da corrente das Malvinas foi de $38.6^{\circ} (\pm 0.9^{\circ})$. A região de separação da CM apresenta também sinais de variabilidade espacial sazonal apresentando-se mais ao norte durante os meses de inverno e mais ao sul durante os meses de verão (Olson et al, 1988). Os autores sugerem ainda como possíveis fontes de variabilidade para a região de interesse a variabilidade da CCA e variações do campo de tensão de cisalhamento do vento sobre o Atlântico Sul.

Matano (1992) utilizando um modelo numérico com domínio de integração, limitado à bacia do Atlântico Sul entre os paralelos 70° S e 20° S , especulou sobre as possíveis causas de separação da Corrente do Brasil da costa. Uma série de experimentos

realizados levaram a conclusão que o escoamento da CB e o posicionamento da região de confluência são governados pelo rotacional da tensão de cisalhamento do vento quando o transporte da CM é baixo. O autor concluiu que a utilização de modelos globais melhoram a previsibilidade da região da confluência Brasil- Malvinas. Matano atribui tal fato a melhor representação da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e consequentemente da CM por esses modelos.

Gan et al (1998) analisando os resultados de um modelo computacional aplicado para a bacia do Atlântico Sul demonstraram que a variação sazonal da confluência Brasil- Malvinas é influenciada principalmente pela variabilidade sazonal da CCA e que as variações sazonais do vento e das forçantes de fluatibilidade possuem menor importância.

Vivier e Provost (1992) analisaram e compararam uma série de dados correntométricos de 18 meses coletados junto a confluência CB-CM, dados de sensores de pressão posicionados nas extremidades norte e sul da passagem de Drake e uma série de 5 anos de dados de transporte da CM baseado em dados de altimetria do banco de dados TOPEX com o objetivo de estudar as possíveis fontes de variabilidade, com períodos próximos ou menores a um ano, dessa feição hidrodinâmica. Através da análise da componente de velocidade perpendicular à costa os autores observaram importante variabilidade anual sugerindo que o principal agente causador dos movimentos da frente CB-CM é a CB. Essa conclusão foi embasada no paper de Matano (1983) que afirma que o processo de separação da CB da plataforma permite o aparecimento de componentes perpendiculares à costa nos registros de correntes. Através da análise da componente longitudinal de corrente observa-se que esta relaciona-se a um modo remotamente gerado. Esse modo associa o rotacional de tensão de cisalhamento do vento negativo na passagem do Drake a uma intensificação do fluxo associado à CM. Esse resultado sugere que a entrada de vorticidade negativa do vento na passagem de Drake favorece movimentos do fluido contra o gradiente de vorticidade potencial. Após passar pela confluência o fluido deslocado segue paralelo as linhas de f/H . É colocado que próximo ao continente antártico a CCA é governada basicamente pelos ventos de oeste uma vez que as linhas de f/H são praticamente concêntricas ao continente. Através da análise dos ventos de oeste com a componente longitudinal de velocidade verificou-se um aumento da CM associado a uma anomalia negativa dos ventos de oeste sobre a CCA. Esse resultado sugere que a CM está 180° fora de fase com a CCA. Esse resultado torna-se compreensível se considerarmos que o rotacional do vento é o principal parâmetro governante da CM. É importante lembrar que as análises acima são apenas sugestivas e não conclusivas devido a pequena periodicidade das

séries temporais. Os dados oriundos dos sensores de pressão foram comparados com as séries temporais dos correntômetros. Os resultados dessa análise revelaram que o sensor localizado na extremidade norte está coerente com os dados de velocidade da CM para períodos entre 50 e 80 dias. Como as maiores correlações foram encontradas para os fundeios costeiros o autor sugere a propagação de ondas aprisionadas na plataforma. Em contraste nenhuma coerência é encontrada para o sensor localizado na extremidade sul. A análise realizada acima foi repetida para os dados do TOPEX, novamente foram encontradas coerências para o sensor norte. Para o sensor sul foram, dessa vez, encontradas coerências para o intervalo de 120 dias a um ano.

Dois picos espectrais foram identificados nas variações do transporte da CM, o primeiro está próximo a 70 dias (coerente com o sensor de pressão localizado na extremidade norte do Drake) foi identificado como uma onda de plataforma que se propaga ao longo da margem continental (eminentemente baroclínica). Variações costeiras similares são encontradas propagando-se ao longo da costa oeste da América do Sul as quais são originadas de ondas de Kelvin vindas do Pacífico Equatorial. Os autores sugerem que essas ondas contornam o sul da América do Sul e continuam sua jornada em direção ao Atlântico (até pelo menos 40° S). O segundo pico espectral no transporte da CM encontra-se próximo ao período semianual e parece refletir o ajustamento barotrópico as mudanças do rotacional do vento ao norte de 50° S em maior parte do lado Pacífico. Esses resultados sugerem dois regimes distintos ocorrendo na região do Drake: ao norte flutuações barotrópicas influenciadas pelo rotacional do vento em regiões subtropicais do Pacífico que acabam por forçar a CM e ao sul flutuações barotrópicas forçadas pelas variações da tensão do vento zonal. Os autores sugerem também que a estratificação possui importante papel em minimizar os efeitos topográficos e garantir que a influência do vento não fique confinada ao Pacífico mas alcance o Atlântico Sul influenciando a CM.

6.1.6 A Corrente do Atlântico Sul

A circulação do giro subtropical do Atlântico Sul é fechada no sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS). A CAS é separada da CCA pela chamada frente subtropical (Peterson e Stramma, 1991). A frente subtropical é identificada como uma intensa descontinuidade encontrada na distribuição de temperatura da superfície do mar que se estende meridionalmente por todo o oceano Atlântico Sul e é originada na região da confluência Brasil-Malvinas. Essas diferenças podem chegar a 4° C de temperatura e 0.5 de salinidade.

As velocidades superficiais associadas a CAS são significativamente menos intensas que as encontradas na CB e CA tal fato pode ser explicado pelos efeitos contrários da distribuição de temperatura e salinidade (campos de densidade) junto a região da frente subtropical. A CAS flui de leste para oeste com velocidades mais intensas próximo a região da Bacia Argentina da ordem de 20 cm/s a 27 cm/s e velocidades menos intensas junto à Bacia do Cabo com velocidades da ordem de 10 cm/s a 13 cm/s (Peterson e Stramma, 1991). Os transportes da CAS seguem o mesmo padrão das velocidades superficiais atingindo seus valores máximos no lado oeste da bacia oceânica com aproximadamente 30 Sv (relativo aos primeiros 1000 metros) e menores valores no lado leste com aproximadamente 15 Sv. Parte do fluxo enfraquecido da CAS no lado leste da bacia oceânica gira para norte alimentando o fluxo da CBE.

6.1.7 A Corrente Circumpolar Antártica e a variabilidade na passagem de Drake

A CCA é a corrente oceânica mais importante nas bacias oceânicas do hemisfério sul, pois é a única corrente que flui completamente ao redor do globo. A CCA flui para leste nas porções sul dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. O fluxo da CCA estende-se da superfície até profundidades que variam de 2000 a 4000 metros podendo possuir largura de até 2000 km. Tais dimensões conferem a essa corrente grandes valores de transporte de volume. A CCA é forçada nas camadas superiores pelos fortes ventos oeste os quais podem atingir velocidades médias de 8 m/s a 12 m/s na região compreendida entre os paralelos de 40° S a 60° S. Os ventos mais intensos são encontrados geralmente entre os paralelos de 45° S e 55° S. Devido ao sentido de seu fluxo e dos ventos que a forçam a CCA também pode ser referenciada como a “Deriva do Vento Oeste”.

Sem a presença de um ponto de referência continental, exceto na região da passagem de Drake, onde por convenção todo o escoamento é representado pela CCA os contornos dessa corrente são definidos por gradientes zonais de propriedades específicas da água do mar (ex: temperatura e salinidade) presentes nas bacias oceânicas do hemisfério sul. Variações espaciais desse tipo têm sido usadas para limitar regiões cujas fronteiras sejam definidas por frentes, ou seja, por regiões em que haja fortes gradientes espaciais dessas propriedades. A CCA vem sendo intensamente estudada na região da passagem de Drake. Nessa região a CCA apresenta fortes variações zonais em sua estrutura de velocidade. Próximo a extremidade sul da América do Sul encontra-se a Zona Subantártica

(ZSA) a qual em regiões afastadas da passagem de Drake é limitada ao norte pela Frente Subtropical (FST). Ao sul da ZSA está a Frente Subantártica (FSA) seguida por: Zona da Frente Polar (ZFP), Frente Polar (FP), Zona Antártica (ZA), Zona de Águas Continentais (ZAC) e Zona Continental (ZC) (Peterson e Stramma, 1991) (Figura 5.7).

Estimativas dos valores de velocidade e transporte geostróficos na região da passagem de Drake foram realizadas principalmente a partir de 1970, alguns resultados obtidos foram compilados no artigo publicado por Peterson e Stramma (1991) e serão apresentados a seguir. Nowlin e Clifford (1982, apud Peterson e Stramma, 1991) observaram valores de velocidade geostrófica para níveis superiores (nível de referência 2500 metros) variando de 30 cm/s a 40 cm/s nas regiões da FSA e FP, e 15 cm/s a 30 cm/s na região da (ZAC). Os autores concluíram que essas três regiões respondem por três quartos do transporte geostrófico através da passagem de Drake apesar de representarem apenas um quinto da largura dessa região. Tal fato pode ser explicado pela presença de fortes ventos zonais de oeste que geram um intenso transporte de Ekman, das águas que ocupam os níveis superiores, para norte gerando um significativo gradiente de pressão de sul para norte nessa região. A CCA encontra-se, aproximadamente, em equilíbrio geostrófico e portanto as isopicnais orientam-se de maneira a contrabalançar a elevação da superfície livre para norte. O alinhamento entre os ventos de oeste e o transporte geostrófico resultante intensifica a CCA.

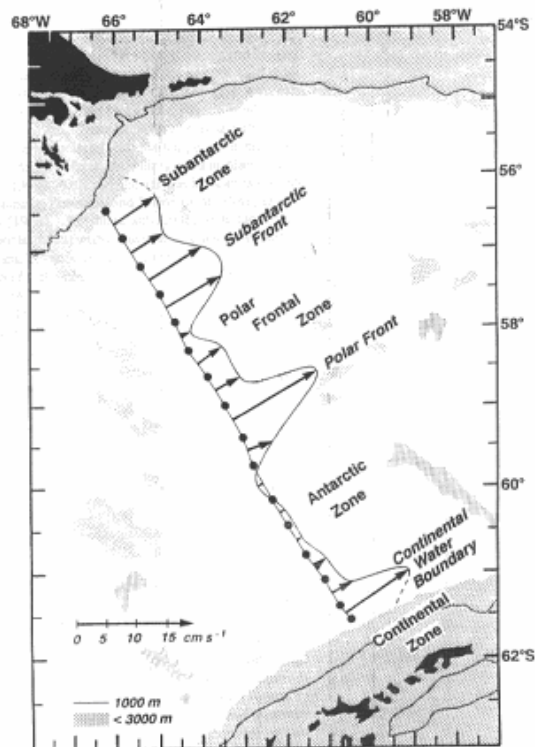


Figura 6.7 Campo de velocidade geostrófica médio para os primeiros 2500 metros obtidos a partir de dados hidrográficos para a região da passagem de Drake. Fonte: Peterson e Stramma (1991)

Estimativas do transporte de volume da CCA têm se constituído em um grande problema desde a obtenção dos primeiros valores por Clowes (1933, apud Peterson e Stramma, 1991). Segundo o pesquisador o fluxo da CCA através da passagem de Drake estendia-se a grandes profundidades com sentido leste e sem passagem de águas do Atlântico para o Pacífico. A partir de dados hidrográficos coletados na região Clowes chegou ao valor de 110 Sv. Outras estimativas vêm sendo feitas desde então na região usando uma variedade de técnicas o que explica a grande disparidade entre os resultados obtidos. Tais disparidades surgem, por exemplo, a partir da escolha do nível de movimento nulo a ser considerado em estimativas do fluxo geostrófico associado à CCA e no ajuste da aproximação geostrófica à medições diretas obtidas em uma região com dinâmica oceânica extremamente variável (Peterson e Stramma, 1991). Rintoul (1991), a partir da aplicação de métodos inversos em dados hidrográficos coletados na região da passagem de Drake, estimou os transportes de calor e massa associados à CCA. Os dados foram coletados no período de Fevereiro a Março de 1975. Rintoul chegou ao valor de 130 Sv (± 13 Sv) para o transporte de massa integrado na coluna d'água e ao longo de uma seção meridional na passagem de Drake, em 0° e em 30° E.

Experimentos objetivando estudar a variabilidade espaço temporal da CCA revelaram que a maior parte de seu transporte estava associado ao campo baroclínico e que as flutuações desse transporte estavam associadas, em maior parte, ao campo barotrópico (Whitworth e Peterson, 1985). A variabilidade baroclínica é significativamente menos intensa o que permitiu Whitworth e Peterson (1985) a utilização de dados de pressão no fundo oceânico para estimar o transporte de volume em intervalos temporais maiores. Flutuações com aproximadamente metade dos valores obtidos para o transporte médio foram obtidas para períodos menores que duas semanas (julho 1978 e junho-julho 1981). Os dados não revelaram nenhum sinal de variabilidade interanual nas variações sazonais o que pode ser explicado pelo pequeno período de amostragem dos dados. Em relação a variabilidade barotrópica na região da passagem de Drake encontra-se valores altos de correlação entre a pressão no fundo oceânico e o campo de tensão de cisalhamento do vento na extremidade sul da passagem e baixos valores na extremidade norte. Os autores estimaram o valor médio de transporte de volume de 129 Sv com variância associada de ± 9 Sv.

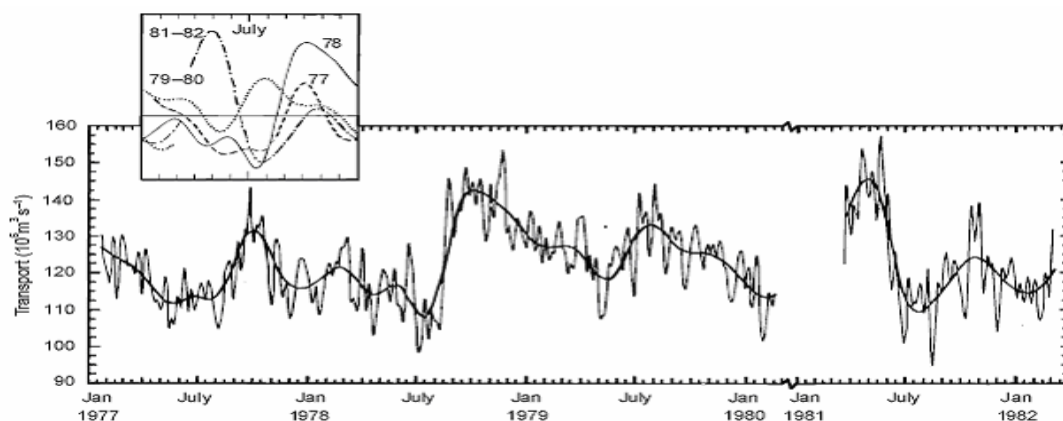


Figura 6.8 Série temporal do transporte de Volume na passagem de Drake para o intervalo compreendido entre os anos de 1977 e 1982 baseado em dados observados de velocidade de corrente, salinidade e pressão no fundo oceânico (Fonte: Whitworth & Peterson, 1985).

A composição espectral das componentes barotrópica e baroclínica da variabilidade do transporte na passagem de Drake foi analisada por Peterson (1988a, apud Peterson e Stramma, 1991). A variabilidade do transporte, em escalas temporais subsazonais, medida a partir de fundeios localizados nos dois lados da passagem, revelaram a influência de processos independentes do vento. A análise revelou também que a maior parte da variabilidade em escala sazonal é barotrópica tendo na extremidade norte da passagem sinal

fortemente anual e na extremidade sul sinais anuais e semianuais. Em escalas de tempo sazonais a tensão de cisalhamento do vento possui forte sinal semianual na porção sul do Atlântico enquanto o rotacional associado a tensão de cisalhamento do vento possui sinal fortemente semianual em altas latitudes e anual em latitudes ao norte do paralelo de 45° S. Peterson (1988a, apud Peterson e Stramma, 1991) sugere que diferenças da variabilidade sazonal do rotacional estariam associadas a uma redistribuição de massa e a mudanças na elevação da superfície livre ao longo da CCA através do balanço de Sverdrup na região. Vivier e Provost (1999) sugeriram a partir de análises estatísticas de séries temporais curtas de dados correntométricos, de pressão no interior do oceano, de vento e de altimetria de satélite dois regimes distintos ocorrendo na região da passagem de Drake: ao norte flutuações barotrópicas influenciadas pelo rotacional do vento em regiões subtropicais do Pacífico que acabam por forçar a CM e ao sul flutuações barotrópicas forçadas pelas variações da tensão do vento zonal.

6.1.8 A Circulação termohalina

Nessa seção serão definidas as principais massas d'água presentes no Oceano Atlântico Sul assim como alguns detalhes de suas trajetórias ao longo dessa bacia.

As principais massas d'água presentes, nos primeiros 3000 metros de profundidade, na bacia do Atlântico Sul são: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). A AT ocupa aproximadamente os primeiros 200 metros de profundidade e possui temperaturas e salinidades respectivamente superiores a 20⁰ C e 36. A ACAS é definida por intervalos de temperatura e salinidade respectivamente compreendidos entre 20⁰ C e 5⁰ C e 36.0 e 34.3 ocupa aproximadamente a mesma faixa de profundidade da termoclina (Tomczak & Godfrey, 1994 apud Stramma & England, 1999). A AIA é definida por possuir valores mínimos de salinidade característicos da região de sua formação e localiza-se logo abaixo da ACAS. A AIA pode ser definida por valores de temperatura de 3° C e de salinidade de aproximadamente 33,8 próxima da região da convergência subtropical (Tomczak & Godfrey, 2003). A APAN é formada no hemisfério Norte e pode ser definida por seus altos valores de salinidade (acima de 34,9). A APAN ocupa faixas de profundidade compreendidas entre 1200 e 3900 metros próxima ao equador e 1700 a 3000 metros próxima a região da confluência Brasil/Malvinas (Stramma & England, 1999).

Reid (1989) em seu estudo sobre os transportes geostróficos no Atlântico Sul observou que esse oceano recebe massas d'água oriundas do Atlântico Norte, do mar de Weddell, da CCA e menores proporções do Oceano Índico. Ao penetrarem no Atlântico sul essas massas d'água são influenciadas pela circulação atmosférica e por processos termohalinos. A circulação gerada pelo vento forma, próximo a superfície, um grande giro anticiclônico em latitudes médias, um giro ciclônico em altas latitudes e um escoamento ciclônico na porção leste da bacia próximo ao equador.

O padrão de circulação da ACAS não consiste em um simples movimento para norte em toda a bacia do Atlântico Sul. A partir de sua região de formação a ACAS entra no giro subtropical e recircula anticiclonicamente com as correntes CAS e CBE deslocando-se até a América do Sul transportada pela CSE. Ao atingir a costa da América do Sul a ACAS sofre um processo de bifurcação onde parte de seu volume flui para norte e parte flui para sul. Ao longo da costa brasileira a ACAS flui para sul ao sul da latitude aproximada de 20° S e para norte ao norte da mesma latitude (Silveira et al., 2001). A partir de estimativas geostróficas e da aplicação de modelos de circulação global dos oceanos Stramma & England (1999) confirmaram a trajetória descrita acima e observaram ainda um fluxo da ACAS em direção ao Índico em uma rota ao sul da CA onde parte de seu volume retorna ao Atlântico Sul possivelmente através da célula de recirculação da CA (Figura 6.9).

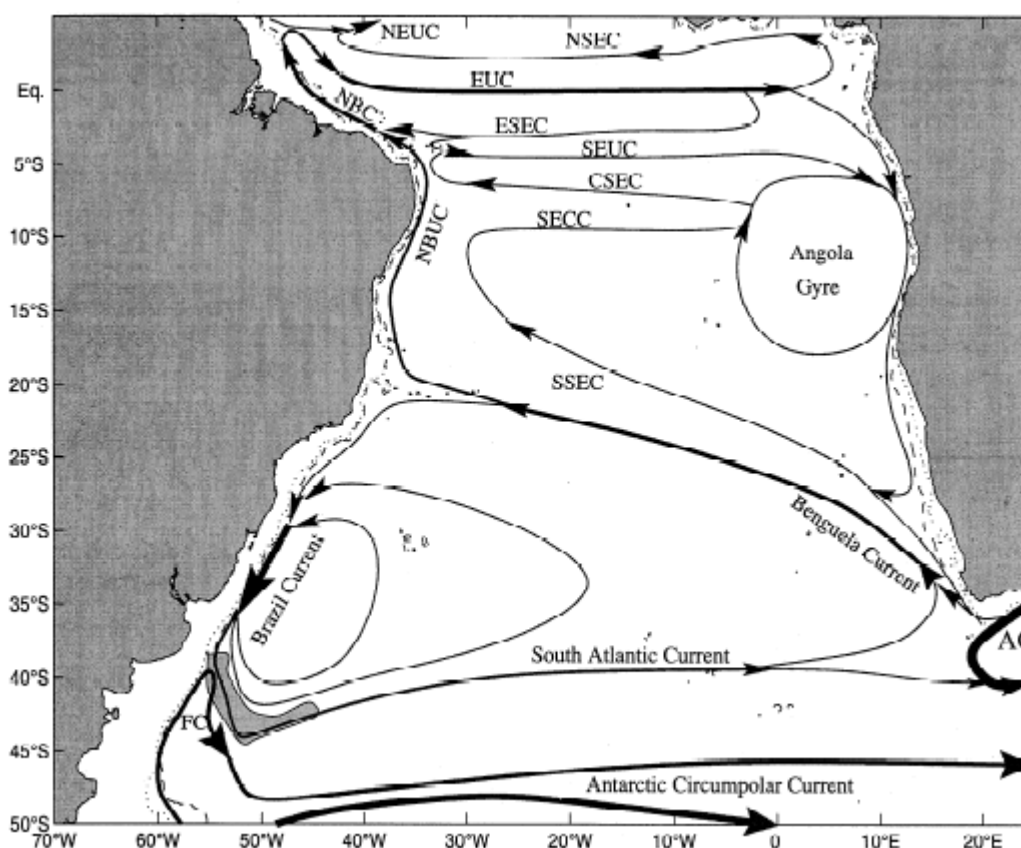


Figura 6.9 Representação esquemática da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 250 metros de profundidade. Essa camada é representativa para o escoamento da ACAS (Fonte: Stramma & England, 1999)

Segundo Stramma & England (1999) a AIA segue o mesmo padrão de recirculação anticiclônica da ACAS fluindo para leste com a CAS e bifurcando-se para sul e para norte ao se aproximar da costa brasileira na latitude aproximada de 25° S (Figura 6.10).

A APAN se apresenta como um fluxo bem organizado fluindo para o sul ao longo de toda a costa brasileira (Silveira et al., 2001; Reid, 1989). A APAN ocupa aproximadamente a faixa de profundidades compreendida entre 1200 e 3900 metros próxima ao equador e entre 1700 e 3000 metros na região da Confluência Brasil – Malvinas (Stramma & England, 1999). A APAN separa-se da costa da América do Sul nas latitudes aproximadas da região da confluência Brasil-Malvinas e flui para leste em direção ao Índico com o fluxo da CCA.

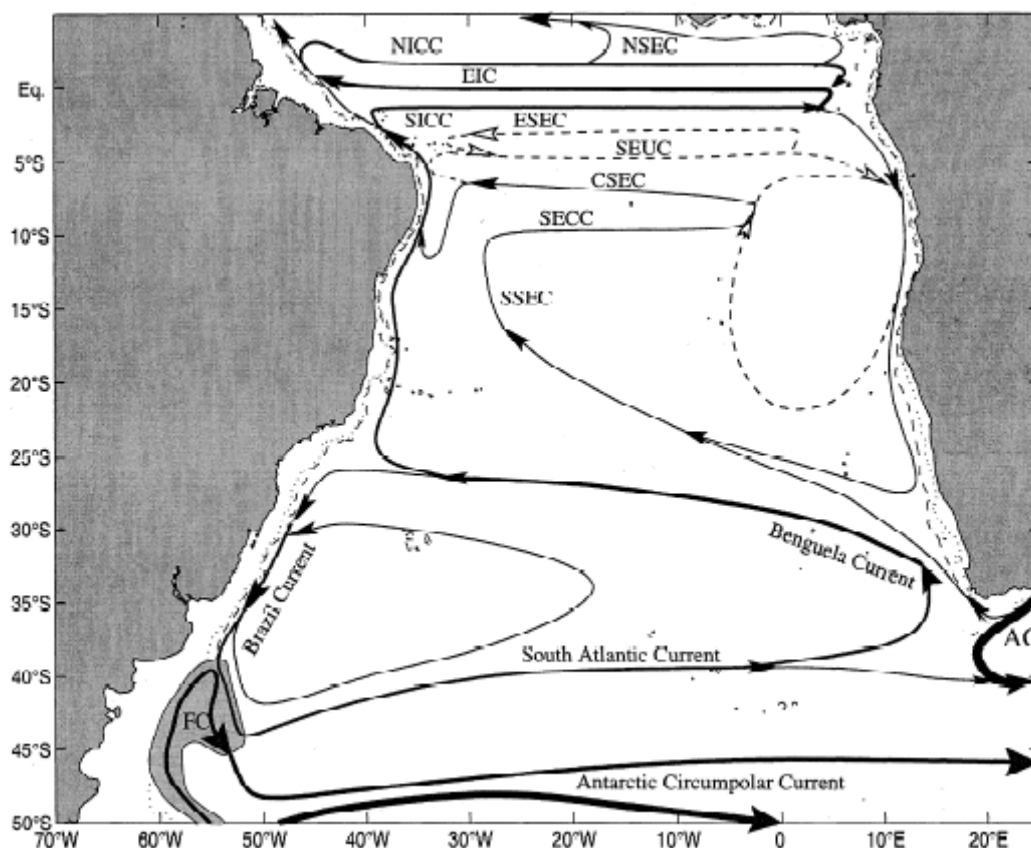


Figura 6.10 Representação esquemática da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste para os níveis compreendidos entre 500 e 1200 metros de profundidade. Essa camada é representativa do escoamento da AIA (Fonte: Stramma & England, 1999)

6.1.8 O Transporte de calor no interior do oceano

Nessa seção será feita uma breve descrição de como esse transporte é realizado na bacia do Atlântico Sul.

O Atlântico Sul é o único oceano no qual o transporte de calor meridional é realizado em direção ao equador em latitudes médias. Tal característica confere a esse oceano comportamento oposto ao requisito global em que o transporte de calor é realizado do equador para os polos pelo sistema oceano-atmosfera (Rintoul, 1991). O sentido do transporte de calor em tais regiões do Atlântico Sul é resultado de uma célula de recirculação meridional na qual águas quentes fluem para norte em camadas oceânicas superiores, tornando-se mais densas por resfriamento e evaporação à medida que escoam para o Atlântico Norte e retornam para sul em profundidade como APAN. A circulação meridional citada, na verdade faz parte de uma grande célula de circulação termohalina que flui por todos os oceanos e é conhecida como “Conveyor Belt”.

Rintoul (1991) a partir da aplicação de métodos inversos em dados hidrográficos estimou, para uma seção zonal em 32° S, fluxo de calor resultante integrado na coluna d'água de 0.25 PW e em direção ao equador. Gan et al (1998) a partir de experimentos numéricos estimaram valor máximo de 0.9 PW de fluxo de calor integrado na coluna d'água para norte em uma seção zonal em 20° S.

Philander e Matano (1993) utilizaram um modelo de circulação geral dos oceanos para estimar o balanço de calor no oceano Atlântico Sul. O balanço de calor obtido mostrou que através do paralelo de 30° S o modelo exporta calor para o norte. O balanço de massa demonstra que esse fluxo de calor é resultado de uma célula de circulação meridional na qual águas quentes escoam para norte e águas frias escoam para sul. Uma porção de águas quentes da superfície foi formada por conversão de águas intermediárias vindas do sul em águas de superfície no Oceano Atlântico Sul. Uma comparação entre os dados do modelo e os valores estimados de fluxo de calor da atmosfera sugerem que uma outra fonte de águas frias para a superfície deve existir. Como originariamente proposto por Gordon (1986 apud Matano e Philander, 1993) essa fonte extra deve estar associada a um aumento da entrada de águas do Oceano Índico na região de retroflexão da Corrente das Agulhas. Os autores sugerem ainda a possibilidade de haver uma dominância temporal dessa fonte sobre a entrada de águas frias vindas do Pacífico via CCA. Essa dominância deve ser controlada pelo deslocamento meridional da convergência subtropical. A injeção de águas do oceano Índico pode ser de grande importância para os balanços de calor e salinidade no Atlântico Sul e podem desempenhar um importante papel na circulação termohalina global (Gordon et al., 1992).

6.2 Características Meteorológicas

Peterson e Stramma (1991), realizaram uma revisão das principais características meteorológicas da região da Bacia do Atlântico Sul. Essa revisão contempla, entre outros aspectos, das distribuições espaço temporais de propriedades na superfície do oceano como: a tensão de cisalhamento do vento, a pressão atmosférica, a temperatura e o fluxo de calor. Algumas partes dessa revisão além de resultados de análises de outros estudos como o de Castro e Miranda (1998) serão descritos no texto a seguir.

6.2.1 Pressão Atmosférica ao nível do mar

O clima da maior parte do Oceano Atlântico Sul é dominado por um sistema semi-permanente de alta pressão na região subtropical. Esse sistema também é encontrado nas outras bacias oceânicas. No verão a alta subtropical do Atlântico Sul encontra-se centrada nas proximidades de 32°S e 5°W com valores máximos de 1021 mbar. No inverno o centro da alta intensifica-se até aproximadamente 1025 mbar e move-se aproximadamente 800 km para noroeste até as proximidades de 27°S e 10°W. Apesar da alta se apresentar mais intensa no inverno, as diferenças de pressão entre a região central da alta e as linhas de costa do continente africano e da América do Sul são mais intensas no verão. Essas diferenças marcantes de pressão durante o verão ocorrem devido a intensificação das baixas (de pressão) térmicas que se desenvolvem sobre os continentes. Consequentemente os ventos paralelos à costa intensificam-se na porção sul do continente africano causando uma intensificação da ressurgência costeira nessa região. Na região da costa brasileira os ventos ao longo da costa são menos intensos que os encontrados na costa africana. Nas latitudes médias e altas as isóbaras se posicionam zonalmente na média para cada mês, produzindo os ventos de oeste que se estendem na direção do cinturão de baixa pressão circumpolar próximo aos 65°S.

6.2.2 Ventos na superfície do oceano

As principais feições atmosféricas associadas ao campo de ventos na região da bacia do Atlântico Sul são: o giro subtropical anticiclônico e os ventos alíseos na região equatorial (Castro e Miranda, 1998). Os ventos de superfície apresentam-se quase constantes em intensidade e direção ao longo das estações do ano. A maioria das observações revela ventos com intensidade menor que 11 m/s. Em altas latitudes existe grande variabilidade na região onde os ventos oeste predominam. Tal fato ocorre devido ao deslocamento de núcleos de baixa pressão para norte a partir das baixas subpolares. As velocidades mais intensas ocorrem ao sul e a sudoeste do continente africano devido a compressão das isóbaras entre a região de alta pressão sobre a quente corrente das agulhas e o cinturão de baixa pressão subpolar.

O posicionamento e a intensidade do centro de alta pressão subtropical apresenta oscilações sazonais, afetando a intensidade e a direção do vento sobre a superfície do oceano principalmente nas regiões costeiras. Durante o verão os ventos predominantes na costa da América do Sul, entre as latitudes de 15° S e 35° S são os de Leste e Nordeste.

Dirante o inverno os ventos de leste e nordeste ficam confinados a região compreendida entre as latitudes 20° S e 25° S. Ao sul de 25° S predominam os ventos de oeste e sudoeste (Castro & Miranda, 1998).

Os ventos alíseos (nordeste e sudeste) predominam nas regiões equatoriais do Oceano Atlântico convergindo para a região da ZCIT. A ZCIT oscila zonalmente durante o ano apresentando-se mais ao norte no período entre Agosto e Setembro e próxima ao equador no período entre Março e Abril. Em Julho os alíseos de sudeste estão mais intensos alcançando a plataforma continental amazônica com uma intensa componente de leste. Em janeiro a ZCIT migra para o sul fazendo com que as águas superficiais sejam forçadas pelos alíseos de nordeste os quais fluem mais perpendicularmente em direção à costa.

É importante ressaltar que a maioria dos bancos de dados meteorológicos e oceanográficos utilizam, em grande parte, medições feitas em embarcações comerciais durante suas rotas oceânicas. A bacia do Atlântico Sul, devido ao baixo tráfego marítimo (quando comparado ao Atlântico Norte), é uma das regiões oceânicas com menor densidade de observações de dados de vento. Tal fato torna-se responsável pelo aparecimento de significativas disparidades entre diferentes bancos de dados comprometendo a intensidade e o posicionamento de importantes feições meteorológicas.

6.2.3 Fluxo de calor na superfície do oceano

A distribuição espacial da radiação líquida nas camadas superiores da Terra resulta, de forma geral, em ganho de calor nas regiões de baixas latitudes e perda de calor nas regiões de altas latitudes. A redistribuição da energia solar sobre os continentes é feita exclusivamente na atmosfera enquanto sobre os oceanos, atmosfera e hidrosfera agem conjuntamente como exportadores de calor para diversas partes do globo (Hastenrath, 1979). Tal fato demonstra a importância do conhecimento da distribuição espaço temporal de fluxo de calor sobre os oceanos.

Os fluxos de calor são fortemente dependentes das estações do ano. Durante o verão maior ganho de calor pelo oceano ocorre nas águas frias ressurgidas ao largo da costa sudoeste africana. Grandes ganhos de calor ocorrem nas regiões onde fluem as frias corrente das Malvinas e Corrente Circumpolar Antártica. A única região ao sul do equador onde existe a perda de calor para a atmosfera é a região por onde flui a quente corrente das agulhas.

As mais altas temperaturas da superfície do mar no Atlântico são encontradas na região onde se encontra a convergência Intertropical. Essa região move-se pouco ao norte do equador em Janeiro para as latitudes aproximadas de 10°N a 15°N em Julho. Como resultado da diminuição da nebulosidade e da subida de águas frias para a superfície a região equatorial sofre altos ganhos de calor (aproximadamente 100W m^{-2}) em Julho. Altos ganhos de calor pelo oceano também ocorrem na região interior ao escoamento da Corrente de Benguela. Grandes perdas de calor ocorrem na região central do Atlântico Sul durante o inverno quando a temperatura das águas superficiais é superior a temperatura da atmosfera adjacente. Na região da corrente das Malvinas a diferença entre a temperatura da superfície do mar e do ar adjacente a mesma é quase nula e portanto os fluxos de calor são minimizados.

6.3 O Modular Ocean Model (MOM)

O MOM foi idealizado e desenvolvido por pesquisadores do Laboratório de Dinâmica de Fluidos Geofísicos (GFDL) administrado pela NOAA (National Ocean Atmosphere Agency), para ser usado como uma ferramenta numérica para o estudo da circulação oceânica em várias escalas espaciais e temporais. O MOM pode ser definido como uma versão das equações primitivas oceânicas escritas em diferenças finitas. Essas equações governam grande parte da circulação oceânica de grande escala (Pacanowsky e Griffies, 1999).

6.3.1 Histórico

O MOM foi desenvolvido a partir do trabalho pioneiro de Kirk Bryan (1969). Entre os anos de 1960 e 1980, Mike Cox e Albert Semtner utilizaram as idéias de Bryan para o desenvolvimento de um modelo oceânico em linguagem FORTRAN. Em 1973, Semtner (1974, *apud* Pacanowsky e Griffies, 1999) reescreveu o código do modelo visando futuras aplicações em plataformas computacionais com arquiteturas vetoriais. Em 1984 Mike Cox desenvolveu a primeira versão de um modelo numérico oceânico de equações primitivas, documentado e com livre acesso à comunidade científica. O código desenvolvido por Cox tornou-se uma poderosa ferramenta nos estudos de questões básicas e aplicadas à circulação oceânica e suas interações com as demais componentes do sistema climático do planeta. Previamente ao desenvolvimento dessa ferramenta tais estudos eram limitados à utilização de modelos analíticos e idealizados.

Em 1990, juntamente com Ron Pacanowsky, Keith Dixon e Ton Rosati, Cox reescreveu seu antigo código baseando-se em novas técnicas de programação modulada utilizando a linguagem Fortran 77. O resultado foi o desenvolvimento da primeira versão do MOM (Pacanowsky et al, 1991). O desenvolvimento das versões 2.0 e 3.0 do modelo acompanharam, basicamente, a necessidade da comunidade científica em efetuar experimentos com longo tempo de integração em máquinas com pouca memória. Além disso, a versão 3.0 sofreu algumas mudanças na parte física e na parte numérica do modelo as quais são descritas em Pacanowsky e Griffies (1999). A versão mais recente do modelo é a 4.0 (finalizada em outubro de 2003). O código dessa versão sofreu algumas alterações em função do processo de transição da utilização de máquinas com arquitetura paralela no lugar de máquinas com arquiteturas vetorizadas no GFDL iniciado em 1999. Uma das principais mudanças realizadas no código da versão 4.0 foi à decomposição do domínio horizontal da grade numérica.

Apesar de ter tido sua primeira versão somente em 1990, modelos oceânicos que fazem uso de procedimentos físicos e matemáticos semelhantes aos do MOM, vem sendo implementados e utilizados desde a publicação do trabalho pioneiro de Bryan (1969). Tais modelos vem sendo aplicados em estudos diagnósticos e prognósticos da dinâmica oceânica e climática em escalas regional e global. Philander e Pacanowsky (1986) utilizaram um modelo oceânico regionalizado para a região do Atlântico Sul que se estendia de 28° S a 50° N com intuito de modelar a resposta da circulação oceânica à influência dos ventos na região do Atlântico Tropical Oeste. A resolução longitudinal constante de 100 km e latitudinal de 33 km entre 10° S e 10° N. Tratava-se de um modelo com 27 níveis na vertical e resolução de 10 metros até os primeiros 100 metros de coluna d'água. Foram utilizados como condição inicial valores nulos de velocidade e campos de temperatura e salinidade climatológicos, para o mês de Janeiro, oriundos do banco de dados Levitus (1982). Como forçantes foram utilizados campos de vento médios mensais do banco de dados Hellerman & Rosenstein (1983) e valores constantes de radiação solar (ondas curtas e longas). O modelo resolvia numericamente as equações primitivas utilizando os métodos de diferenças finitas de Bryan (1969).

Carton et al. (1995) utilizaram um modelo baseado no MOM com domínio de integração semelhante ao utilizado no trabalho de Philander e Pacanowsky (1986) para investigar os mecanismos que regulam as variações decadais e interanuais da TSM no Atlântico Tropical. O modelo foi forçado com médias mensais obtidas a partir dos dados diários de tensão de cisalhamento do vento do banco de dados COADS (Comprehensive

Ocean Atmosphere Data Sets). As condições iniciais utilizadas são os campos climatológicos de temperatura e salinidade do banco de dados Levitus (1982).

Gent et al (1997) descreveram brevemente alterações físicas e matemáticas realizadas em um código da versão 1.1 do MOM que foi utilizado como a componente oceânica global do sistema de previsão climática desenvolvido pelo NCAR (*National Center of Atmospheric Research*). Gent et al. (1997) realizaram simulações nas quais o modelo foi forçado pelas seguintes condições de contorno: dados de ventos superficiais, temperatura do ar e umidade do ar obtidas do conjunto global de dados da reanálise no NCEP (*National Center of Environmental Prediction*); dados de precipitação médios mensais do conjunto de dados MSU (*Microwave sounding unit*); dados climatológicos de temperatura da superfície do mar produzida por Shea et al. (1990) e salinidade da superfície do mar do banco de dados Levitus (1982). Foram utilizados como condições iniciais resultados obtidos de rodadas anteriores os quais representam soluções em equilíbrio dinâmico.

Em 1999 grupos de várias instituições de pesquisa como Center for Ocean – Land – Atmosphere Studies (COLA), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), International Research Institute (IRI) e o National Center for Atmospheric Research (NCAR) se juntaram com o objetivo de realizar um estudo comparativo entre a sensibilidade de modelos acoplados de circulação geral dos oceanos e da atmosfera na habilidade de previsão do ENSO. Os participantes do estudo decidiram utilizar como componente oceânica do sistema de assimilação o Modular Ocean Model em sua versão 3 (MOM3) com a mesma configuração. Tratava-se de uma malha numérica com domínio global, com resolução espacial horizontal de 1° por 1° exceto a região compreendida entre 10° S e 10° N onde foi utilizada a resolução de 1°/3 por 1°/3 e 40 níveis na vertical. As condições iniciais do modelo oceânico seriam fornecidas por um experimento de assimilação de dados oceânicos (ODA) realizado pelo GFDL com as mesmas configurações estipuladas (Schneider et al., 2002).

Recentemente o MOM 4.0 também vem sendo aplicado no projeto OCMIP (Ocean Carbon – Cycle Model Intercomparison Project). Esse projeto tem como objetivo melhorar a capacidade de previsão de modelos tridimensionais oceânicos globais nos processos associados ao ciclo do carbono. Atualmente o modelo está sendo forçado com os dados climatológicos de radiação solar (ondas curtas e ondas longas) e fluxo de água doce da NASA e dados de vento médio diário oriundos do projeto OMIP (Ocean Model Intercomparison Project). O modelo vem sendo implementado com a seguinte

configuração básica: resolução espacial zonal constante de 3° por 3°; resolução espacial meridional variável de 3° a 0.6°; 28 níveis na vertical entre as profundidades de 10 metros a 5500 metros e um passo de tempo de 3 horas.

O MOM 4.0 foi escolhido também como o modelo oceânico utilizado pelo GFDL como parte de suas atividades no projeto ODASI (Ocean Data Assimilation for Seasonal to Inter-annual time scales). Trata-se de uma iniciativa do NCEP focada na obtenção de melhorias em métodos de assimilação de dados oceânicos para dar suporte a previsões com modelos acoplados de circulação geral.

Gnanadesikan et al. (2006) descreveram resumidamente alguns aspectos físicos assim como os resultados obtidos nas simulações realizadas com as duas últimas versões de modelos globais acoplados (CM2.0 e CM2.1) oceano – atmosfera desenvolvidos no GFDL. Os autores enfatizaram componente oceânica utilizada nas duas versões a qual era constituída pelo modelo MOM em sua versão 4.0. Tratava-se de um modelo com resolução espacial meridional de 10 e zonal de 10/3 entre os paralelos de 100 S e 100 N relaxando para 10 em direção aos polos. O modelo utilizou uma grade tripolar (Murray, 1996) com 50 níveis na vertical sendo 22 nos primeiros 220 metros de profundidade. Trata-se também de um modelo de superfície livre. O modelo também incorpora vários tipos de parametrizações visando uma melhor previsibilidade dos processos superficiais oceânicos. O esquema KPP (K-profile parametrization) de Large et al. (1994) de mistura vertical é utilizado para a previsão da camada de mistura. A absorção de ondas curtas pela coluna d'água é representada pelo modelo óptico de Morel e Antonie (1994) com a utilização de um conjunto de dados climatológicos de clorofila do sensor orbital Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS). O modelo também utiliza o algoritmo desenvolvido por Gent & McWilliams (1990) para simular a mistura lateral de traçadores ao longo de superfícies neutras.

6.3.2 Aspectos Físicos e Numéricos do modelo MOM 4.0

A formulação física do MOM 4.0 segue em grande parte a formulação descrita no clássico trabalho de Bryan (1969). Suas equações governantes consistem nas equações de Navier – Stokes submetidas à aproximação hidrostática. Maiores detalhes sobre a formulação matemática das equações governantes do modelo podem ser encontrados na seção 8.1.

Além das equações governantes que constituem o modelo oceânico propriamente dito, o MOM 4.0 apresenta em seu código módulos que buscam a representação de outros três componentes do sistema climático: Litosfera, Criosfera (gelo) e Atmosfera. Esses três módulos podem ou não ser utilizados de forma acoplada ao módulo oceânico. Os módulos terrestre e atmosférico basicamente resolvem os fluxos de calor, momentum e massa entre Terra – Atmosfera e Oceano – Atmosfera. O módulo de gelo consiste em um pacote dinâmico e termodinâmico que estima a concentração, a espessura e a temperatura do gelo presente na água do mar assim como seu movimento. Os módulos citados não serão descritos em detalhe uma vez que não serão utilizados em nenhum dos experimentos propostos.

A equação de estado utilizada pelo modelo relaciona densidade a temperatura, a salinidade e a pressão podendo-se utilizar sua aproximação não linear garantindo a representação de importantes aspectos termodinâmicos. A pressão utilizada para o cálculo da densidade é função da pressão hidrostática da coluna de fluido acima do ponto de interesse somada à pressão atmosférica e a pressão associada à superfície livre dos oceanos. A formulação utilizada foi desenvolvida por McDougall et al. (2003, *apud* Griféis et al, 2004) e revista por Jackett et al. (2004, *apud* Griffies et al, 2004). Segundo os autores essa formulação apresenta maior acurácia que a descrita pela UNESCO devido a utilização de dados empíricos mais precisos na construção do algoritmo. Uma aproximação linear da equação de estado, calculada em função da temperatura potencial e da salinidade também pode ser utilizada e aplicada em experimentos mais idealizados.

A utilização da aproximação de Boussinesq nas equações governantes de um modelo oceânico de grande escala pode ser justificada pela relativa baixa variação da densidade no oceano. O perfil vertical médio de densidade nos oceanos não varia mais que 2% do valor médio vertical da densidade encontrada nos oceanos ($\rho_0=1035 \text{ kg/m}^3$) (Gill,1982, *apud* Pacanowsky e Griffies, 1999). A aproximação de Boussinesq consiste basicamente na troca do valor “in situ” da densidade por um valor médio na vertical. Dessa forma, às variações de densidade afetam os efeitos de flutuabilidade e empuxo. A aproximação de Boussinesq mantém o cálculo da densidade prognóstica do modelo em função das variáveis independentes quando esta é multiplicada pela aceleração da gravidade (Força peso). As variações verticais da componente vertical de velocidade são muito pouco significativas quando comparadas as variações verticais de densidade. Além disso, as flutuações de densidade devido à variações locais da pressão são negligíveis o que torna possível considerar o fluido oceânico incompressível. Essa aproximação impede a

simulação de ondas de choque e sonoras no meio marinho. A filtragem desse tipo de onda quando é considerada a aproximação de Boussinesq, garante a utilização de passos de tempo de integração maiores o que torna o modelo oceânico mais eficiente para estudar escalas temporais climáticas (Griffies, 2004). No entanto a aproximação de Boussinesq também apresenta algumas limitações para estudos climáticos associados a problemas de aquecimento global dos oceanos. Tal fato está associado a baixa precisão no cálculo da elevação da superfície livre do oceano. Analisando o aquecimento uniforme de uma parcela de um fluido de boussinesq observa-se que para manter o volume da parcela de fluido constante é necessário que o decréscimo da densidade seja acompanhado pela perda de massa da parcela. No caso de um fluido que não está submetido a aproximação de boussinesq a diminuição da densidade pode ser acompanhada por uma expansão do volume da parcela mantendo constante o valor da massa (Griffies, 2004). É importante ressaltar que imperfeições em outras partes da formulação de modelos oceânicos como as parametrizações turbulentas podem causar problemas ainda maiores nas soluções do modelo que a própria aplicação da aproximação de Boussinesq (Losch et al, 2003 *apud* Griffies, 2004). O modelo MOM 4.0 apresenta opções de empregar ou não a aproximação de Boussinesq. No entanto, pelos motivos expostos anteriormente os experimentos realizados fizeram uso dessa aproximação.

A aproximação hidrostática implica em considerar que os gradientes de pressão na vertical são devidos unicamente à densidade. Na modelagem oceânica de grande escala essa aproximação é justificada pela grande diferença entre as escalas horizontais e verticais dos oceanos. Por serem as escalas horizontais bem maiores que as escalas verticais, os movimentos horizontais dominam a energia cinética associada aos movimentos oceânicos. Para alguns estudos que pretendem simular movimentos com grandes acelerações verticais e com relativa pequena escala horizontal, como aqueles que ocorrem em regiões de forte convecção, a aproximação hidrostática pode representar uma grande limitação ao modelo (Griffies, 2004). O MOM 4.0 utiliza a aproximação hidrostática.

Outra hipótese adotada por Bryan (1966, *apud* Pacanowsky e Griffies, 1999) foi a conhecida aproximação da calota esférica. Nessa aproximação, considera-se a profundidade dos oceanos muito menor que o raio da Terra (aproximando a mesma à uma esfera). Por essa aproximação substitui-se a coordenada radial de uma parcela de fluido pelo raio médio da Terra. Uma consequência do uso dessa aproximação é a possibilidade de desprezar os termos de Coriolis e viscosos associados a componente vertical de velocidade nas equações

governantes das componentes horizontais de velocidade quando é realizada a análise de escala das mesmas.

Um problema fundamental na área de dinâmica de fluídos computacionais é a parametrização de processos que ocupam escalas espaciais que não são explicitamente representadas pela grade numérica (Griffies, 2004). Devido às interações não lineares entre as diversas escalas de movimentos, detalhes dos chamados processos de subgrade (ou turbulentos) não podem ser ignorados. Para a modelagem desses processos o MOM estabelece uma hipótese de viscosidade e difusividade turbulenta. Essa hipótese postula que os efeitos dos movimentos sub-grade podem afetar os movimentos em grande escala através da introdução dos coeficientes turbulentos de mistura cuja intensidade é muito maior que os mesmos coeficientes moleculares. A turbulência oceânica associada a movimentos de grande escala (ordem de centenas de km) possuem 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 – “diapycnal processes”). O uso desse tipo de parametrização reduz significativamente a ocorrência de processos de mistura artificiais que ocorrem através de superfícies isopícnais (“diapycnal processes”) (Griffies et al., 2005). O MOM 4.0 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 o MOM 4.0 segue a filosofia em que as instabilidades hidrodinâmicas e turbulências não sejam fortemente dissipadas através da fricção. Para tal adota-se os seguintes esquemas: viscosidade constante; viscosidade dependente da grade e o esquema de 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 também o esquema proposto pelo mesmo autor. Fora da região tropical a viscosidade passa a ser definida por um tradicional 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 ocorram intensos gradientes de velocidade na coluna d’água. Para a solução dos termos de mistura vertical o MOM 4.0 inclui as seguintes parametrizações: o perfil vertical de viscosidade independente do tempo de Bryan & Lewis (1979, *apud* Griffies, 2004); o esquema dependente do número

de Richardson de Pacanowsky & Philander (1981 *apud* Griffies, 2004) e o esquema kpp de Large et al. (1994, *apud* Griffies, 2004). 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 $0.3 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para a superfície e $1.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para 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 permite uma maior penetração da radiação solar em profundidades de 20 a 30 metros. Em modelos oceânicos climáticos com resolução espacial 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 de grade (elemento mais superficial). No caso da grade utilizada com resolução espacial vertical de 10 metros de profundidade 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.

Os experimentos conduzidos fazem uso da climatologia sazonal de clorofila medida pelo sensor SeaWIFS. Para capturar os efeitos de absorção e penetração da radiação solar no oceano foi utilizado o modelo óptico de Morel & Antonie (1994).

Versões anteriores do MOM (MOM 1.0 e MOM 2.0) utilizavam a conhecida aproximação da tampa rígida na superfície do oceano. Essa aproximação assume a ausência de elevação da superfície livre do oceano. Essa metodologia se faz bastante útil em modelagem de processos oceânicos climáticos uma vez que filtra as ondas de gravidade superficiais, de maior frequência, da solução final das equações. Essa filtragem permite a utilização de passos de tempo de integração maiores o que assegura uma maior economia computacional. Para muitas simulações de processos climáticos a utilização dessa aproximação acarreta no aparecimento de pequenas consequências físicas (Griffies, 2004). Uma grave consequência da utilização dessa aproximação em modelos climáticos oceânicos é a não representação das marés oceânicas as quais se manifestam como ondas de gravidade superficial. Além disso, essa aproximação mantém o volume oceânico constante, não permitindo a modelagem de fluxos de água doce através da superfície do oceano o que atribui severas restrições com relação ao campo de fluatibilidade do modelo (Griffies,

2004). Apesar de existirem métodos para a inclusão desse processo em modelos de tampa rígida esses apresentam-se fisicamente inconsistentes.

O MOM 4.0 não utiliza a aproximação da tampa rígida. Esse modelo possui um método de resolução do modo externo oceânico adaptado de Griffies et al. (2001). Essa metodologia permite o cálculo do volume oceânico ao longo do tempo nos elementos de grade referentes a 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, 2004). A variação do volume oceânico (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 separadamente o modo externo verticalmente independente (barotrópico) do modo interno verticalmente dependente (baroclínico). Sem a utilização dessa metodologia o passo de tempo utilizado na integração no tempo das equações governantes estaria sujeito aos limites impostos pela condição Courant-Frederich-Levi (CFL) de estabilidade para a representação das ondas de gravidade externas as quais são cerca de 100 vezes mais velozes que as ondas internas a serem representadas pelo modelo. O uso dessa metodologia permite, portanto a utilização de um passo de tempo interno 100 vezes maior que o passo externo para a integração no tempo dos modos internos o que torna conveniente a utilização do modelo em estudos climáticos os quais necessitam de longas rodadas. A utilização desse tipo de método acarreta alguns problemas quando se pretende utilizar acoplado ao modelo oceânico 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. Tal fato gera o desaparecimento do elemento de superfície o que não é permitido pelo esquema de superfície livre descrito.

6.3.3 Sistema de Equações Governantes do MOM

Nessa seção serão apresentadas as equações fundamentais utilizadas pelo modelo. As equações governantes são escritas para um referencial fixo no espaço (euleriano) e são

descritas em coordenadas esféricas. O sistema de equações governantes fundamentais do modelo é composto basicamente por: uma componente zonal e uma componente meridional da equação de conservação de momento (6.1 e 6.2); uma equação da continuidade para um fluido incompressível (6.3); uma equação hidrostática (6.4); uma equação de estado da água do mar (6.5); uma equação de conservação de calor (6.6) e uma equação de conservação de sal (6.7).

Equação 6.1 Componente zonal da equação do movimento.

$$u_t = -\nabla \cdot (uu) + v \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) - \left(\frac{1}{a \rho_0 \cos \phi} \right) p_\lambda + (k_m u_z)_z + F^u$$

Equação 6.2 Componente meridional da equação do movimento.

$$v_t = -\nabla \cdot (vu) + v \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) - \left(\frac{1}{a \rho_0} \right) p_\phi + (k_m v_z)_z + F^v$$

Equação 6.3 Equação da continuidade de volume.

$$w_z = -\nabla_h \cdot \mathbf{u}_h$$

Equação 6.4 Pressão hidrostática

$$p_z = -\rho \cdot g$$

Equação 6.5 equação de Estado da água do mar.

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

Equação 6.6 Equação de conservação de calor.

$$\theta_t = -\nabla \cdot [u\theta + F(\theta)]$$

Equação 6.7 Equação de conservação de sal.

$$s_t = -\nabla \cdot [us + F(s)]$$

Nas equações acima a coordenada ϕ representa a latitude a qual aumenta para norte e é zero no equador. A coordenada λ representa a longitude a qual aumenta para leste. A coordenada vertical é representada pela letra z a qual é positiva para cima e é zero na superfície em repouso do oceano. As letras em estilo texto representam grandezas vetoriais.

6.3.4 A grade numérica

O MOM utiliza o sistema de grade numérica alternada B de Arakawa, para a discretização espacial de suas variáveis prognósticas, contendo células alternadas para as grandezas escalares e vetoriais (Figura 6.12). A escolha dessa grade pelo modelo pode ser justificada pela melhor representação das ondas de gravidade inerciais as quais são geralmente 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.

O MOM também permite a construção de grades numéricas esféricas globais com deslocamento do polos numéricos da mesma para longe dos polos geográficos. Tal prática visa minimizar problemas numéricos associados à convergência dos meridianos no Polo Norte. Dessa forma o modelo utiliza o método da grade tripolar desenvolvida por Murray (1996). A grade tripolar utilizada pelo modelo nos experimentos conduzidos apresenta um sistema de coordenadas esféricas usuais ao sul do paralelo de 65° N. Essa parte da grade apresenta apenas um polo numérico sobre a região da Antártica. No Artico o esquema desenvolvido por Murray (1996) estabelece uma região bipolar com dois polos situados sobre domínio terrestre evitando qualquer tipo de consequência para a solução oceânica do modelo (figura 6.11). A grade do modelo permanece ortogonal nessa parte do domínio. Esse tipo de abordagem vem sendo aplicada por outros grupos de pesquisa como OPA e o MICOM modelling group (Griffies et al., 2004). Esse tipo de grade numérica evita problemas numéricos e físicos associados a singularidade do sistema de coordenadas esféricas no Ártico. Na grade tripolar esse problema é deslocado para porções terrestres do domínio eliminando a utilização de filtros polares para aumentar os passos de integração do modelo e a remoção de uma região de sombra sobre o polo a qual evita a ocorrência de fluxos através do polo.

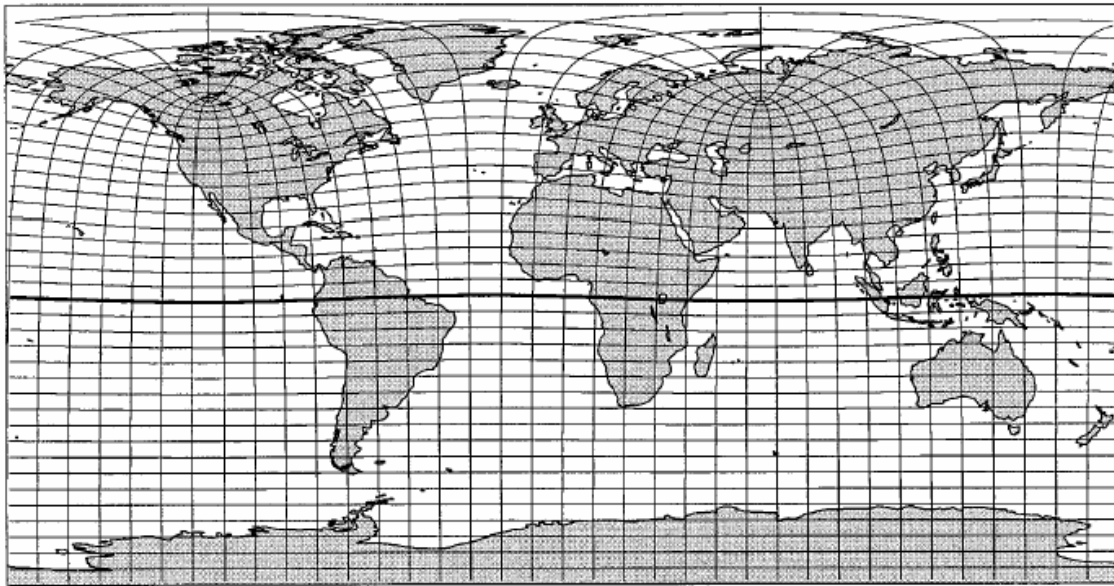


Figura 6.11 - Grade tripolar construída com região bipolar ao redor do oceano ártico (Murray, 1996).

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 (turbulentos). 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, 2004). Cada um dos sistemas existentes apresenta vantagens e desvantagens.

O MOM, desde a sua primeira versão, utiliza um sistema de coordenada z na vertical. O sistema de coordenada vertical z é o mais antigo e simples método existente e constitui-se em utilizar a distância de um nível qualquer na coluna em relação a superfície do oceano em repouso (Figura 6.14). Esse sistema de coordenada vertical apresenta algumas vantagens e desvantagens como Griffies et al., (2004) apontaram:

Vantagens:

- É facilmente utilizado na discretização das equações diferenciais governantes do modelo.
- Para um fluido de boussinesq (densidade constante) o gradiente de pressão horizontal pode ser facilmente representado.

- A equação de estado da água do mar, a qual é fortemente não linear, pode ser claramente e precisamente representada.
- A camada de mistura superficial é melhor parametrizada com esse sistema de coordenada vertical.

Desvantagens:

- A representação do contorno terrestre de fundo é geralmente confusa, pois sua discretização apresenta-se na forma de degraus ao invés de ser linearmente ajustada à topografia. Existem métodos de evitar tais problemas como a utilização de um esquema de células de fundo parciais. Esse método vem sendo aplicado com sucesso em muitos modelos com coordenada z .
- 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 .
- A utilização de um algoritmo de superfície livre, o qual é 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.

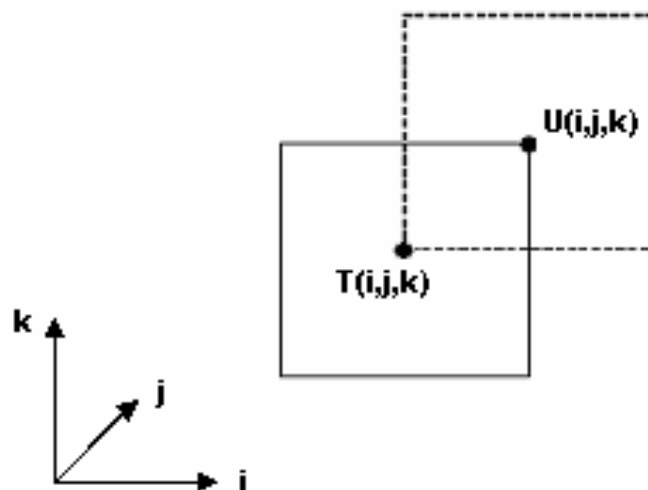


Figura 6.12 Desenho esquemático da disposição das variáveis escalares ($T(i,j,k)$) e vetoriais ($U(i,j,k)$) na grade alternada B de Arakawa.

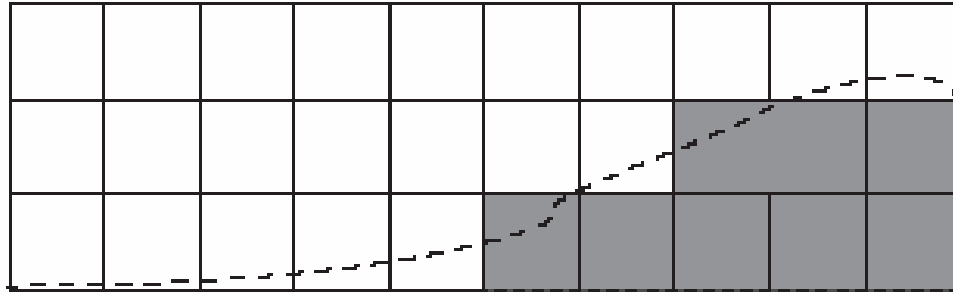


Figura 6.13 Desenho esquemático do detalhamento de malha numérica em coordenada z junto ao assoalho oceânico. A linha pontilhada representa o fundo oceânico realístico e as células hachuradas a representação numérica do mesmo.

6.4 Geração do campo de anomalias

Para a realização da simulação com o modelo de circulação geral da atmosfera (CAM 2.02) foram geradas anomalias de TSM no Oceano Pacífico Equatorial, com intuito de obter a resposta do campo de pseudotensão de cisalhamento do vento às mesmas. Essas anomalias foram geradas através de funções analíticas inseridas no código do modelo. Tais funções consistem na combinação de duas distribuições gaussianas uma no espaço (equação 8.8) e uma no tempo (equação 8.9), de acordo com a metodologia proposta por Torres Júnior (2005).

A função gaussiana espacial (equação 8.8) será utilizada para modular espacialmente os campos de anomalias que serão utilizados nos experimentos 2 e 3. Dessa forma é possível restringir espacialmente a influência das anomalias às regiões do Atlântico Tropical e do Pacífico Equatorial respectivamente.

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_\varphi \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(y - \eta_\varphi)^2}{2\sigma_\varphi^2}\right] \frac{1}{\sigma_\lambda \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - \eta_\lambda)^2}{2\sigma_\lambda^2}\right]$$

Equação 6.8 – Função peso de distribuição espacial das anomalias.

onde:

$f(x)$ distribuição gaussiana no espaço

x índice de longitude;

y índice de latitude;

η_φ deslocamento em latitude;

- σ_{φ} variância em latitude;
- η_{λ} deslocamento em longitude;
- σ_{λ} variância em longitude

Equação 6.9 Função peso de distribuição temporal das anomalias

$$g(x) = \frac{1}{\sigma_{\tau} \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(t - \eta_{\tau})^2}{2\sigma_{\tau}^2} \right]$$

onde:

- $g(x)$ distribuição gaussiana no tempo;
- t índice de tempo;
- η_{τ} deslocamento no tempo;
- σ_{τ} variância no tempo ou largura do pulso

Na figura 6.14 estão representadas as distribuições gaussiana espacial e gaussiana temporal que foram aplicadas ao campo de TSM no experimento com o modelo CAM 2.2 para que fosse possível a geração dos campos de pseudo tensão de cisalhamento do vento anômalos.

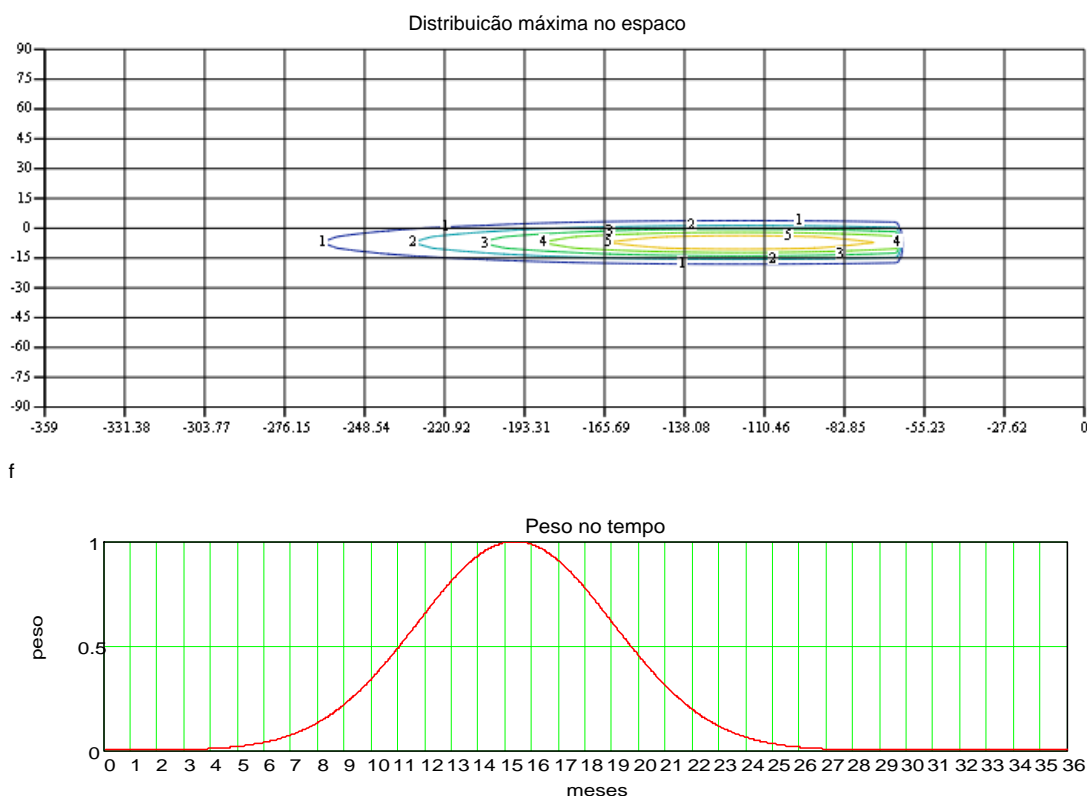


Figura 6.14 Distribuições Gaussianas, que combinadas fornecem a função teórica para forçar o CCM com um evento El Niño. O eixo vertical da distribuição no espaço são latitudes.

6.5 Plataforma e custo computacional

O MOM foi instalado em uma plataforma computacional de alto desempenho Silicon Graphics ALTIX 350 com 14 CPUs Intel Itanium 2. O sistema operacional utilizado é o RedHat Enterprise Linux com o pacote SGI ProPack. Para a execução do modelo foram necessárias as instalações da biblioteca NetCDF e de um pacote de compiladores FORTRAN e C da Intel.

O código do modelo é escrito com linguagem de processamento multiparalelo MPI dessa forma torna-se possível a execução do modelo com processamento paralelo. Os experimentos conduzidos fizeram uso de oito processadores. Apenas para se ter uma idéia, com as configurações de grade descritas na seção 2.3.1, obteve-se a taxa temporal de integração do modelo aproximada de 1 ano a cada 27,3 horas. Após a execução dos experimentos pode-se constatar que o custo computacional poderia ser significativamente reduzido com a ausência ou redução da frequência temporal de análises diagnósticas realizadas para verificação da consistência física dos resultados gerados pelo mesmo.