



VARIAÇÃO DA EXTENSÃO DO GELO MARINHO E SEU IMPACTO SOBRE A CIRCULAÇÃO TERMOHALINA DO OCEANO ATLÂNTICO

Lívia Maria Barbosa Sancho Alvares Mendonça Cabral

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientadores: Renato Nascimento Elias
Luiz Paulo de Freitas Assad

Rio de Janeiro
Agosto de 2014

VARIAÇÃO DA EXTENSÃO DO GELO MARINHO E SEU IMPACTO SOBRE A CIRCULAÇÃO TERMOHALINA DO OCEANO ATLÂNTICO

Livia Maria Barbosa Sancho Alvares Mendonça Cabral

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LU-IZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Renato Nascimento Elias, D.Sc.

Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad, D.Sc.

Prof. Afonso da Silveira Mascarenhas Júnior, PhD.

Prof. Alexandre Macedo Fernandes, PhD.

Dr. Luis Antônio Lacerda Aímola, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

AGOSTO DE 2014

Cabral, Livia Maria Barbosa Sancho Alvares Mendonça
Variação da extensão do gelo marinho e seu impacto
sobre a Circulação Termohalina do oceano Atlântico/ Lí-
via Maria Barbosa Sancho Alvares Mendonça Cabral. –
Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2014.
XVII, 99 p.: il.; 29,7 cm.
Orientadores: Renato Nascimento Elias
Luiz Paulo de Freitas Assad
Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa
de Engenharia Civil, 2014.
Referências Bibliográficas: p. 83-89.
1. Modelagem Numérica. 2. Mudanças Climáticas. 3.
Modular Ocean Model. I. Elias, Renato Nascimento *et al.*
II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Pro-
grama de Engenharia Civil. III. Título.

DEDICATÓRIA

À quem sempre lutou as minhas batalhas,
Marilha Barbosa Sancho.

PENSAMENTO

“Nada vai permanecer
No estado em que está

...

Geleiras vão derreter
Estrelas vão se apagar”.

Pelo tempo que durar, Marisa Monte

“Só não se perca ao entrar
No meu infinito particular”.

Infinito Particular, Marisa Monte

AGRADECIMENTOS

À Deus por me levantar quando caía.

À minha mãe, à quem dedico este trabalho, por me ensinar que calma, perseverança e fé serão sempre meus aliados.

À minha família, por entenderem minhas ausências e pelo apoio incondicional. Por me fazerem querer que tenham sempre orgulho de mim.

Aos amigos, o tempero da vida.

Aos que dividem o local de trabalho, obrigada pelas discussões iluminadoras.

Ao Prof. Luiz Landau pela oportunidade de desenvolver este trabalho no LAMCE.

Ao Prof. Renato Elias por aceitar a árdua tarefa de ser um orientador.

Ao Luiz Paulo, pela cobrança e pelas oportunidades de sempre; fizeram-me crescer.

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

VARIAÇÃO DA EXTENSÃO DO GELO MARINHO E SEU IMPACTO SOBRE A CIRCULAÇÃO TERMOHALINA DO OCEANO ATLÂNTICO

Lívia Maria Barbosa Sancho Alvares Mendonça Cabral

Agosto/2014

Orientadores: Renato Nascimento Elias
Luiz Paulo de Freitas Assad

Programa: Engenharia Civil

O trabalho teve como objetivo avaliar a influência da variação do gelo marinho sobre a Circulação Termohalina do oceano Atlântico, utilizando modelagem climática global, frente ao cenário A1FI do *Intergovernmental Panel on Climate Change*. Para isso foi utilizado o *Modular Ocean Model* do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* em sua versão 4,0. Foram conduzidos dois experimentos numéricos denominados controle e anômalo cuja diferença foi a condição de contorno de gelo utilizada. O experimento controle utilizou uma média mensal de 30 anos do cenário H2 do GFDL que tem como objetivo simular o clima do século XX. Já o experimento anômalo utilizou a média mensal do ano de 2100 do cenário A1FI que é caracterizado como um experimento intensivo de combustíveis fósseis. Dessa forma, pretendeu-se isolar o efeito do gelo marinho sobre a dinâmica oceânica. As análises foram realizadas em cinco seções zonais e três seções meridionais no oceano Atlântico, através das quais os transportes advectivos de calor e volume foram estimados. Os resultados evidenciam enfraquecimento e mudança nos padrões de formação da Água Profunda do Atlântico Norte em altas latitudes no oceano Atlântico Norte assim como mudança nos padrões de formação da Água de Fundo Antártica no mar de Weddel.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

CHANGES IN SEA ICE EXTENSION AND ITS IMPACT ON THE ATLANTIC THERMOHALINE OCEAN CIRCULATION

Lívia Maria Barbosa Sancho Alvares Mendonça Cabral

August/2014

Advisors: Renato Nascimento Elias

Luiz Paulo de Freitas Assad

Department: Civil Engineering

The study aimed to evaluate the influence of the sea ice variations on the Atlantic Ocean Thermohaline circulation, using global climate modeling, associated with the Intergovernmental Panel on Climate Change's A1FI scenario. For this, the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory's Modular Ocean Model was used on its 4th version. Two numerical experiments were conducted. They were called control and anomalous experiments and the difference between them was the sea ice boundary condition imposed. The control experiment used a 30 year average of the H2 GFDL's scenario, which aims to simulate the climate of the 20th century. The anomalous experiment used the monthly average of the year 2100 of the A1FI scenario, which is a fossil fuel-intensive scenario. Thus, it was intended to isolate the sea ice effect on the ocean dynamics. Analyses were performed in five zonal and three meridional sections in the Atlantic Ocean, through which the advective heat and volume transports were estimated. The results show weakening and change in the patterns of the North Atlantic Deep Water formation at high latitudes on the North Atlantic Ocean as well as change in the patterns of Antarctic Bottom Water formation on the Weddell Sea.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. MOTIVAÇÃO	2
2.1. ESTUDOS ANTERIORES.....	3
3. OBJETIVO	6
3.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
4. ÁREA DE ESTUDO	7
4.1. A BACIA DO OCEANO ATLÂNTICO	7
4.1.1. CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL	7
4.1.2. CIRCULAÇÃO TERMOHALINA	10
4.1.3. A ÁGUA PROFUNDA DO ATLÂNTICO NORTE	11
4.1.4. A ÁGUA DE FUNDO ANTÁRTICA.....	12
4.1.5. A ÁGUA INTERMEDIÁRIA ANTÁRTICA.....	13
4.2. O GELO NO MAR	14
4.3. O ÁRTICO.....	15
4.4. O OCEANO ANTÁRTICO	16
5. METODOLOGIA	18
5.1. O MODELO MOM.....	19
5.2. OBTENÇÃO E INSTALAÇÃO DO CÓDIGO.....	19
5.3. EXECUÇÃO DOS EXPERIMENTOS.....	19
5.3.1. CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO	20
5.3.1.1. O CENÁRIO ODASI	20
5.3.1.2. CENÁRIOS DO GFDL	20
5.3.1.2.1. CONDIÇÕES DE CONTORNO DE GELO UTILIZADAS	21
5.3.1.2.2. TERMINOLOGIA DO GELO MARINHO	23
5.3.1.3. O BANCO DE DADOS OMIP	24
5.3.2. RESUMO DOS EXPERIMENTOS	25
5.4. DEFINIÇÃO DAS SEÇÕES MONITORADAS.....	28
5.5. DEFINIÇÃO DOS ÍNDICES TERMOHALINOS UTILIZADOS	29

5.6. ESTIMATIVAS DOS PARÂMETROS ANALISADOS	34
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	35
6.1. EXPERIMENTO CONTROLE	35
6.2. EXPERIMENTO ANÔMALO	42
6.2.1. SEÇÃO 22°W	43
6.2.2. SEÇÕES MG, ML E 50°N.....	48
6.2.2.1. TRANSPORTE DE VOLUME	48
6.2.2.2. TRANSPORTE DE CALOR	55
6.2.3. SEÇÕES 24°N, 25°S, DRAKE E AF-AA	60
6.2.3.1. TRANSPORTE DE VOLUME	60
6.2.3.2. TRANSPORTE DE CALOR	73
6.2.4. ANÁLISE GLOBAL	80
7. CONCLUSÕES.....	81
8. TRABALHOS FUTUROS.....	82
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
□ ANEXO I.....	90
1. O MÓDULO OCEÂNICO	90
□ ANEXO II	97
1. O CENÁRIO H2.....	97
2. O CENÁRIO A1FI	97

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Série temporal do transporte de volume (superior) e transporte de calor (inferior) integrados na coluna d'água em uma seção meridional na Passagem de Drake para os cenários A1FI e B1. A linha vermelha serve como parâmetro de comparação. Ela representa o valor do transporte no ano 2000 para o experimento clima..... 5
- Figura 2: Série temporal da média da área (azul) e espessura (verde) do gelo marinho para o Ártico (superior) e Antártida (inferior) para o cenário A1FI. As linhas tracejadas indicam a tendência de cada série..... 6
- Figura 3: Representação da circulação superficial do Atlântico Sul. 8
- Figura 4: Representação do Sistema Equatorial de Correntes no inverno austral. NECC – Contracorrente Norte Equatorial, SEC – Corrente Sul Equatorial, SECC – Contracorrente Sul Equatorial, EUC – Subcorrente Equatorial, NEUC – Subcorrente Norte Equatorial, SEUC – Subcorrente Sul Equatorial..... 9
- Figura 5: Esquema das correntes superficiais no oceano Atlântico Norte. Os valores representam o transporte das correntes em Sv. 10
- Figura 6: Representação do fluxo em larga escala da APAN próximo à profundidade de 2000 metros como a linha mais espessa na figura. Adicionalmente, a trajetória da AFA está representada pela linha tracejada. 12
- Figura 7: Distribuição global das massas d'água intermediárias (entre as profundidades de 550 e 1500 metros). As áreas de formação estão indicadas pelas manchas azuis..... 14
- Figura 8: Representação da média anual dos ventos atuantes no Ártico a partir da média dos 30 anos do experimento H2..... 15
- Figura 9: Representação do continente antártico e as principais feições de sua circulação. 17
- Figura 10: Esquema dos oceanos Atlântico Sul e Índico com a representação da Retroflexão da Corrente das Agulhas (em vermelho) na Passagem África Antártida. . 18
- Figura 11: Série temporal mensal média para cada hemisfério da a) concentração (SIC) e b) espessura (SIT) de gelo marinho para a média dos últimos 30 anos do H2 e para o ano 2100..... 22
- Figura 12: Representação esquemática de como o cálculo da concentração do gelo marinho é realizado. 23
- Figura 13: Série temporal mensal da concentração de gelo marinho média por hemisfério em % obtida através da média dos últimos 30 anos do experimento H2 do GFDL..... 24

Figura 14: Mapa com a localização das seções monitoradas.	28
Figura 15: Geometria das seções monitoradas com as isopicnais de topo das massas d'água analisadas no caso controle e no caso anômalo. a – seção MG, b – seção ML, c – 50°N, d – 24°N, e – 25°S, f – Drake, g – AF-AA.	32
Figura 16: Série temporal da energia cinética integrada no sistema em PW (1 PW = 1015 W) para os 30 anos de integração.	36
Figura 17: Série temporal da taxa de crescimento da energia cinética integrada no sistema em PW (1 PW = 1015 W) para os 30 anos de integração.	37
Figura 18: Ciclo anual do fluxo de calor resultante integrado na superfície do oceano.	38
Figura 19: Representação da sazonalidade da Confluência Brasil Malvinas de acordo com o campo de temperatura do primeiro nível vertical a partir dos resultados do experimento controle. A figura a esquerda representa o campo no verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e a figura à direita representa o campo no inverno (junho, julho e agosto).	39
Figura 20: a - Campo médio da Corrente do Brasil ao largo da costa brasileira nos primeiros 100 metros de profundidade. b - Campo médio de corrente superficial do oceano Atlântico Norte.	40
Figura 21: Campo de transporte de volume médio para um ano em um corte meridional em 70°W representando a região da Passagem de Drake.	41
Figura 22: Campo de transporte de volume médio para um ano em um corte meridional em 20°E representando a região da Passagem entre a África e a Antártida.	42
Figura 23: Representação da seção 22°W com as isopicnais de topo da AIA, APAN e AFA, respectivamente da superfície até o fundo no experimento controle e no experimento anômalo.	44
Figura 24: Detalhamento da Figura 23, a - entre as latitudes 40°N e 70°N e b – entre as latitudes 30°S e 75°S.	45
Figura 25: Campo de velocidades verticais na porção norte da seção 22°W para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. As isopicnais em a e b referem-se ao topo das massas d'água. As isopicnais em c na cor preta referem-se ao topo das massas d'água no experimento controle, já as isopicnais na cor vermelha tracejada referem-se ao topo das massas d'água no experimento anômalo. Velocidades positivas indicam fluxo ascendente e velocidades negativas indicam fluxo descendente.	46
Figura 26: Campo de velocidades verticais na porção sul da seção 22°W para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. As isopicnais em a e b referem-se ao topo das massas d'água. As isopicnais em c na cor preta referem-se ao	

topo das massas d'água no experimento controle, já as isopícnas na cor vermelha tracejada referem-se ao topo das massas d'água no experimento anômalo. Velocidades positivas indicam fluxo ascendente e velocidades negativas indicam fluxo descendente.	47
Figura 27: Área de estudo com as seções MG, ML e 50°N.....	48
Figura 28: Campo do TV na seção MG para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	49
Figura 29: Campo do TV na seção ML para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	52
Figura 30: Campo do TV na seção 50°N para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	53
Figura 31: a - Anomalia TV integrado em toda a coluna d'água em Sv. b - Anomalia do TV para a APAN em Sv. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam a anomalia.....	54
Figura 32: Campo do TC na seção MG para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	55
Figura 33: a - Anomalia TC integrado em toda a coluna d'água em PW. b - Anomalia do TC por massa d'água em PW. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam a anomalia.....	59
Figura 34: Área de estudo com as seções 24°N, 25°S, Drake e AF-AA.....	60
Figura 35: Campo do TV na seção 24°N para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	61
Figura 36: Geometria da seção 24°N com as isolinhas de topo e base (quando ambas estão presentes) da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial da APAN no experimento controle (a) e anômalo (b).	63
Figura 37: Campo do TV na seção 25°S para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	64

Figura 38: Campo do TV na seção Drake para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.....	65
Figura 39: Campo do TV na seção AF-AA para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.....	66
Figura 40: Campo do TV associado à Retroflexão da CA na seção AF-AA para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.....	67
Figura 41: Anomalia da presença do fluxo associado à Retroflexão da CA na seção AF-AA. As regiões em verde indicam áreas onde a Retroflexão está presente no experimento anômalo e não está presente no experimento controle.	68
Figura 42: Geometria da seção AF-AA com as isolinhas de topo da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial da AFA no experimento controle (a) e anômalo (b).	69
Figura 43: Anomalia do sic entre o experimento anômalo e o experimento controle... 70	
Figura 44: Anomalia TV integrado em Sv. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.	71
Figura 45: a - TV por massa d'água em Sv para o experimento controle. As setas representam a direção e sentido do TV de cada massa d'água. b - Anomalia do TV por massa d'água em Sv. O aumento do TV é indicado com a seta no mesmo sentido do experimento controle (a) e a diminuição é indicada com a seta em sentido contrário. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.....	72
Figura 46: Campo do TC na seção 24°N para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	73
Figura 47: Campo do TC na seção 25°S para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.....	74
Figura 48: Campo do TC na seção Drake para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.....	75
Figura 49: Campo do TC na seção AF-AA para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.....	77

Figura 50: Anomalia TC integrado em PW. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.	78
Figura 51: a - TC por massa d'água em PW para o experimento controle. As setas representam a direção e sentido do TC de cada massa d'água para o experimento controle. b - Anomalia do TC por massa d'água em PW. O aumento do TC é indicado com a seta no mesmo sentido do experimento controle (a) e a diminuição é indicada com a seta em sentido contrário. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.	79
Figura 52: Transporte de calor meridional médio integrado no globo para os experimentos controle, anômalo e a anomalia entre os dois.	80
Figura 53: Representação da localização das variáveis horizontais na grade B de Arakawa usada no MOM4, onde T representa uma variável escalar, h representa a espessura da camada, ψ representa a função de corrente horizontal ou altura da superfície livre e u e v referem-se às componentes horizontais de velocidade.	91
Figura 54: Esq.: Resolução meridional do MOM. Dir.: Resolução zonal do MOM. Ressalta-se o refinamento da grade zonal na região Equatorial.	92
Figura 55: Representação esquemática da resolução vertical do modelo MOM4.	93
Figura 56: Topografia utilizada no MOM em metros.	94
Figura 57: Representação esquemática da grade tripolar com região bipolar ao redor do oceano Ártico.	95
Figura 58: Representação esquemática das famílias dos cenários do SRES. As famílias A1 e A2 possuem um foco mais econômico, enquanto que as famílias B1 e B2 possuem um foco mais ambiental. Além disso, as famílias A1 e B1 possuem um foco mais global, enquanto que as famílias A2 e B2 possuem um foco mais regional.	98
Figura 59: Série temporal da mudança global de temperatura (°C) associada aos seis cenários do SRES juntamente com o cenário IS92a.	99

LISTA DE TABELAS

Tabela I: Configuração e tempo de integração do experimento controle.....	26
Tabela II: Configuração e tempo de integração do experimento anômalo.....	27
Tabela III: Limites geográficos de cada seção e referências de trabalhos anteriores que as monitoram.....	29
Tabela IV: Valores de temperatura potencial, salinidade e densidade potencial para as massas d'água, assim como a referência dos índices termohalinos a que se referem.	30
Tabela V: Intervalos de temperatura, salinidade e densidade segundo os quais cada massa d'água foi isolada de acordo com os índices termohalinos de cada região.....	33
Tabela VI: Identificação das massas d'água representadas em cada seção com base no experimento controle.	34
Tabela VII: TV médio integrado com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.	49
Tabela VIII: TV médio por massa d'água com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.....	50
Tabela IX: TC médio integrado com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.	56
Tabela X: TC médio por massa d'água com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.	57
Tabela XI: TV e TC médios integrados com suas respectivas variâncias em cada caso simulado para o escoamento da Retroflexão da CA.	67

GLOSSÁRIO

OA – oceano Atlântico	CB – Corrente do Brasil
AS – oceano Atlântico Sul	CAS – Corrente do Atlântico Sul
AN – oceano Atlântico Norte	CCA – Corrente Circumpolar Antártica
AT – oceano Atlântico Tropical	CM – Corrente das Malvinas
OAA – Oceano Antártico ou Austral	CBM – Confluência Brasil-Malvinas
GFDL – <i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>	CNB – Corrente Norte do Brasil
NOAA – <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>	CNE – Corrente Norte Equatorial
NCEP – <i>National Centers for Environment Prediction</i>	CCE – Contracorrente Equatorial
NODC - <i>National Oceanographic Data Center</i>	CAn – Corrente das Antilhas
MOM – <i>Modular Ocean Model</i>	CF – Corrente da Flórida
OMIP – <i>Ocean Model Intercomparison Project</i>	CF – Corrente do Golfo
CDEP – <i>Climate Dynamics/ Experimental Prediction</i>	CNA – Corrente Norte-Atlântica
CDAS1 – <i>Climate Data Assimilation System 1</i>	CLE – Corrente Leste da Groenlândia
PIRATA - <i>Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic</i>	CCP – Corrente de Contorno Profunda
ECMWF - ERA-15 – <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>	CA – Corrente das Agulhas
WOCE - <i>World Ocean Circulation Experiment</i>	APAN – Água Profunda do Atlântico Norte
XBT - <i>Expendable Bathythermograph</i>	APANE – Água Profunda do Atlântico Nordeste
CBg – Corrente de Benguela	APANW – Água Profunda do Atlântico Noroeste
CSE – Corrente Sul Equatorial	AIA – Água Intermediária Antártica
	AFA – Água de Fundo Antártica
	AA – Água Ártica
	ML – Mar do Labrador
	MG – Mar da Groenlândia

1. INTRODUÇÃO

Trabalhos científicos já evidenciam que a provável influência das atividades antrópicas são responsáveis diretas por parte do aquecimento global desde a metade do século XIX (HOUGHTON, 2004, 2009; BERNEM *et al.*, 2010), alterando consideravelmente o balanço radiativo da atmosfera (VECCHI *et al.*, 2006). Apesar disso, a determinação dessa influência é complexa, sobrepondo-se às variações naturais do sistema climático. Algumas consequências dessa influência já são perceptíveis como o aumento da frequência e da intensidade de fenômenos naturais extremos, tanto atmosféricos quanto oceânicos, o que tem aumentado a incidência de catástrofes ambientais em regiões continentais e costeiras como enchentes, ressacas, deslizamentos, queimadas etc. como relatado no 5º relatório do IPCC (2013). Outras são evidenciadas através de estudos sobre a expansão termal dos oceanos e o derretimento do gelo em altas latitudes, reforçando os prognósticos de maiores elevações do nível médio do mar durante o século XXI (IPCC, 2001; 2013). Dessa forma, compreender e estudar os processos que desencadeiam tais variabilidades climáticas em escala global torna-se essencial para as atividades humanas na Terra.

O sistema climático global é formado por cinco componentes: atmosfera, litosfera, biosfera, hidrosfera e criosfera, que são conectados e interagem entre si trocando energia e massa (PEIXOTO; OORT, 1992; HOUGHTON, 2004; GIORGI, 2005). Eles são influenciados por diversos forçantes, porém o que desempenha o papel mais importante é a radiação solar, visto que ela é a responsável pela distribuição e atuação de forçantes secundárias atuantes nos componentes climáticos como o forçante do vento. Visto isso, entende-se que o sistema climático é altamente dinâmico e complexo e para se obter a compreensão do seu funcionamento, é imperativo que haja estudos que compreendam não só a dinâmica de cada componente de forma isolada, mas que considerem como dois ou mais componentes interagem entre si.

O clima é um sistema com escalas temporais diversas, variando de poucos anos, a dezenas de séculos. Desta forma, apesar de ideal, estudá-lo apenas através de dados medidos impossibilita uma visão global e contínua do sistema, o que é de fundamental importância para a compreensão do seu comportamento. Porém, a medição de dados *in situ* é um procedimento fundamental, uma vez que nos permite a compreensão necessária para a representação e previsão de processos através de modelos numéricos, além de ser utilizada na calibração de modelos climáticos acoplados (GRASSL, 2001).

A modelagem numérica computacional surgiu e tem crescido no meio científico com a finalidade de obter melhores representações de processos; além de proporcionar à comunidade científica a possibilidade de fazer previsões e obter estimativas passadas e futuras dos processos que lhes interessam hoje. Dessa forma, o estudo e previsão de fenômenos e processos à longo prazo através de modelos climáticos de circulação oceânica tem sido cada vez mais usado por cientistas do mundo inteiro e se constitui em uma tecnologia essencial para a evolução do conhecimento científico (GNANADESIKAN, *et al.*, 2006; PEIXOTO; OORT, 1992).

2. MOTIVAÇÃO

A atmosfera é interpretada, muitas vezes, como a principal responsável pelas mudanças do tempo e do clima nas diversas regiões do mundo. Porém os processos de interação entre os oceanos e a atmosfera são essenciais para a manutenção do clima, uma vez que esses componentes são os principais responsáveis pela distribuição da energia térmica proveniente do sol sobre o planeta (HARTMANN, 1994, GRASSL, 2001). Conhecer e entender os mecanismos de interação entre oceano e atmosfera, assim como os transportes de massa e calor desempenhados por cada um desses componentes em escala global, torna-se fundamental para a compreensão da dinâmica climática (ASSAD, 2006, GARZOLI; BARINGER, 2007).

A radiação líquida incidente na atmosfera gera ganho de energia nas baixas latitudes e perda de energia nas altas latitudes. Enquanto que a redistribuição dessa energia sobre os continentes é feita exclusivamente pela atmosfera, sobre os oceanos ela é realizada pelo oceano em conjunto com a atmosfera, transportando calor para várias regiões da Terra, com o potencial de alterar o clima global (PICKARD, 1974; ASSAD, 2006).

A circulação oceânica profunda é de extrema importância para o clima global. É responsável por tornar AS exportador de calor para o AN (PETERSON; STRAMMA, 1991; RINTOUL, 1991; CAMPOS *et al.*, 1999; STRAMMA; SCHOTT, 1999; GANA-CHAUD; WUNSCH, 2000; STOUFFER *et al.*, 2006b; STEWART, 2008; ASSAD *et al.*, 2009b; BERNEM *et al.*, 2010). Esse calor, conseqüentemente, ameniza o clima de diversas regiões, como o nordeste Europeu (CLARKE *et al.*, 2001; STEWART, 2008). Entretanto, o fluxo de águas quentes superficiais para o AN deve ser compensado por um fluxo de águas frias profundas para o AS (GORDON, 1986; RINTOUL, 1991; SCHMITZ; McCARTNEY, 1993). Trabalhos como o de MANABE; STOUFFER (1995), VELLINGA; WOOD (2002), STOUFFER *et al.* (2007) e outros, relacionaram a adição

de água doce no oceano em função das mudanças climáticas com enfraquecimento da Circulação Termohalina associado ao enfraquecimento da formação da água profunda que flui do AN para o AS.

A dinâmica associada ao gelo marinho possui um papel fundamental na geração e manutenção dessa circulação, uma vez que é o responsável pela formação de massas d'água profundas e fundas em regiões polares (TOMCZAK; GODFREY, 1994). Nessas regiões, principalmente no Ártico, a temperatura influencia muito pouco na variação da densidade local, o que torna a salinidade determinante para as variações desse parâmetro (PICKARD, 1974). Sendo assim, o congelamento e fusão do gelo marinho nessas regiões é fundamental para a circulação e formação de massas d'água locais. De fato, águas frias são capazes de estocar CO₂ e calor da atmosfera (STEWART, 2008). Portanto, potenciais mudanças na circulação profunda podem resultar em mudanças no clima do planeta e até intensificação nas mudanças climáticas globais.

Dessa forma, esse trabalho contribuirá no conhecimento da relação entre as mudanças do gelo marinho e a circulação oceânica, o que por sua vez, se torna essencial para atividades humanas que dependam diretamente do clima. Uma vez que os oceanos são o principal componente regulador do clima, a alteração de seus parâmetros pode impulsionar mudanças climáticas globais alterando também parâmetros atmosféricos importantes para tais atividades como os padrões de precipitação e de ventos, os quais, segundo WUNSCH (2002) são os parâmetros de maior importância em estudos de mudanças climáticas. Através dessas análises será possível investigar de forma isolada a influência da distribuição espaço-temporal do gelo marinho sobre a Circulação Termohalina dos oceanos por meio da aplicação de um modelo climático global oceânico para a bacia do OA. Uma vez que a dinâmica do gelo marinho tem influência direta na densidade superficial oceânica em altas latitudes; locais que, por sua vez, são sítios de formação de massas d'água que atuam na dinâmica na Circulação Termohalina, é possível que a alteração brusca de seus parâmetros cause mudanças significativas nessa Circulação.

2.1. ANÁLISES ANTERIORES

Uma das motivações do trabalho tem alicerce em estudos anteriores de algumas propriedades dinâmicas e termodinâmicas oceânicas obtidas através dos resultados gerados pelo modelo climático CM 2.1 do GFDL para os cenários A1FI e B1

(SANCHO, 2012) (Figura 1) e propriedades dinâmicas do gelo marinho, obtidas através dos mesmos resultados gerados do CM 2.1 para o cenário A1FI (Figura 2).

Em seu trabalho, SANCHO (2012) analisou as séries temporais dos transportes oceânicos de calor e volume na bacia do Atlântico Sul através de três seções, contempladas também nesse trabalho; Drake, AF-AA e 25°S, também utilizadas nesse estudo. A autora utilizou resultados de parâmetros oceânicos de três rodadas (cenários) do CM 2.1. Um deles representava o clima do século XX, e os demais representavam dois cenários de mudanças climáticas do IPCC (A1FI e B1). O cenário A1FI, também utilizado nesse estudo, é caracterizado por ser um cenário de consumo intensivo de combustíveis fósseis e o cenário B1 tem como característica estabilizar suas concentrações de CO₂ em 550 ppm. Adicionalmente, a autora estimou a temperatura da bacia oceânica delimitada pelas seções. Com o objetivo de estimar o calor estocado no oceano baseado nas estimativas de saídas e entradas nesse sistema, a autora estimou a radiação incidente na superfície oceânica, através de parâmetros atmosféricos do mesmo modelo.

Tais análises revelam forte tendência de mudança de comportamento dinâmico e termodinâmico oceânicos, apresentando uma nova configuração ao final dos cenários. De fato, de acordo com SANCHO (2012), há uma diminuição de 3,9% nos transportes de volume para o cenário A1FI e 2,9% de diminuição para o cenário B1 de 2001 a 2100 no Drake (Figura 1 - superior). No mesmo período, para os transportes de calor, há um aumento de 25% para o cenário A1FI e um aumento de 11,76% para o cenário B1 (Figura 1 - inferior). De acordo com a autora, apesar do enfraquecimento dos transportes de volume, que poderiam estar associados ao enfraquecimento da corrente local, o aumento dos transportes de calor indica maior disponibilidade de calor no oceano, justificado pelo aumento da temperatura e do calor estocado no volume monitorado, também verificado pela autora.

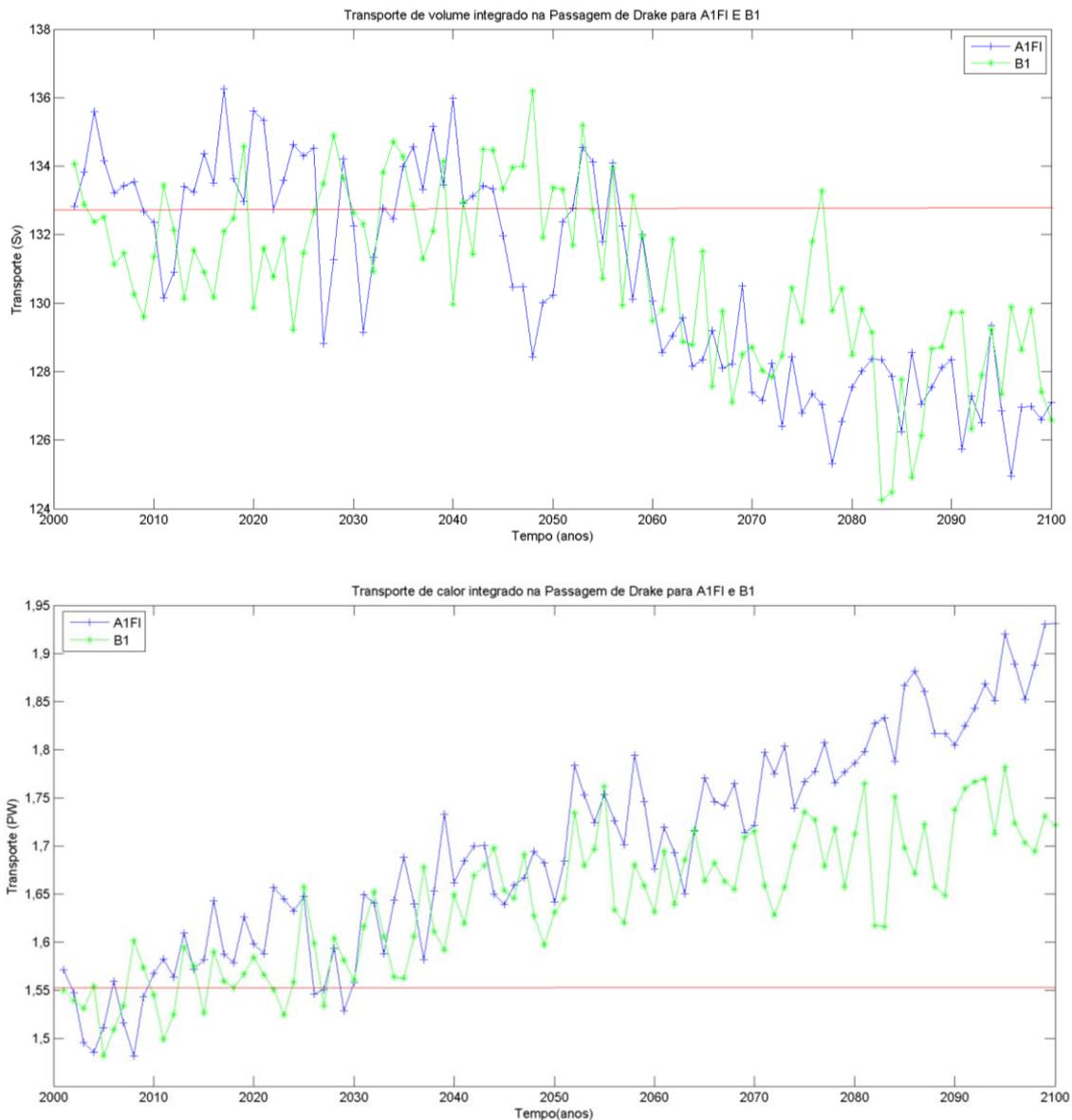


Figura 1: Série temporal do transporte de volume (superior) e transporte de calor (inferior) integrados na coluna d'água em uma seção meridional na Passagem de Drake para os cenários A1FI e B1. A linha vermelha serve como parâmetro de comparação. Ela representa o valor do transporte no ano 2000 para o experimento clima.

Fonte: Sancho (2012).

A Figura 2 representa a série temporal da área (azul) e espessura (verde) médias do gelo marinho para a região do Ártico (superior) e Antártida (inferior) no oceano Atlântico para o cenário A1FI. Adicionalmente, as linhas tracejadas indicam a tendência linear de cada curva. Observa-se que as curvas da área e espessura em cada região são bem próximas, o que indica que ambas são forçadas pelos mesmos processos. Observa-se também que enquanto a série temporal do Ártico apresenta pouca

variabilidade e claramente apresenta redução em ambos os parâmetros (área e espessura), corroborada pelas linhas de tendência, a série temporal da Antártida é marcada por variabilidade em ambos os parâmetros, dificultando a realização do diagnóstico referente às mudanças dos parâmetros do gelo. Entretanto, ambas as linhas de tendência para essa região indicam aumento dos parâmetros do gelo, com a área apresentando um aumento mais suave do que a espessura.

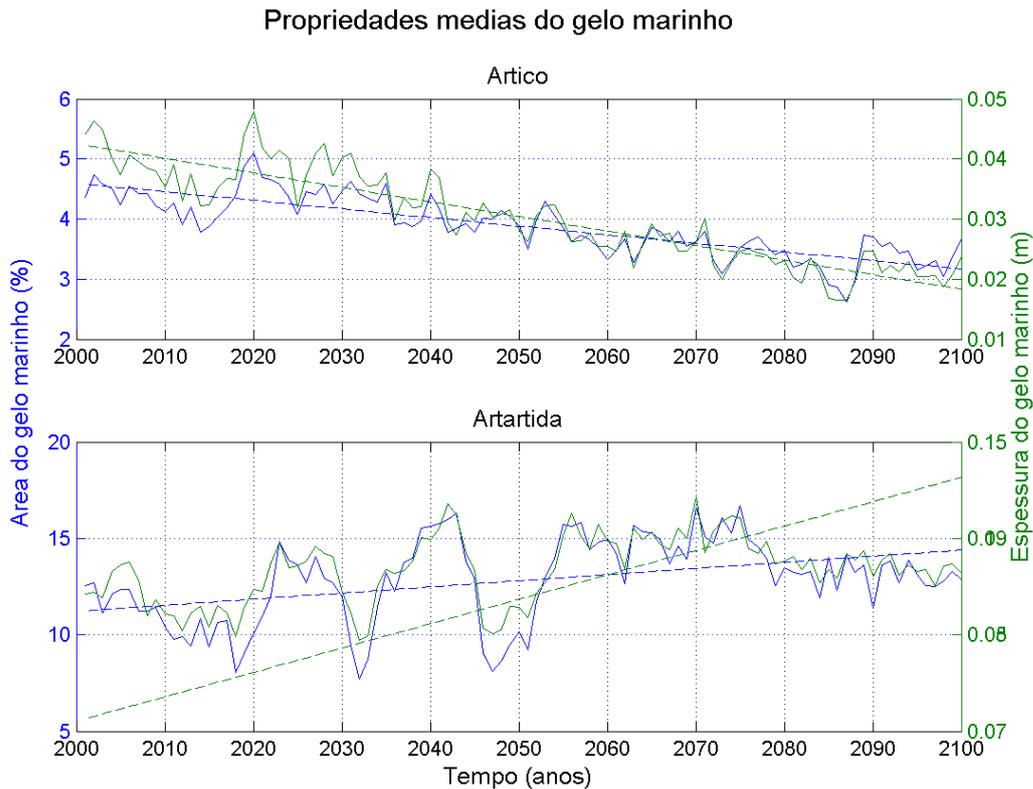


Figura 2: Série temporal da média da área (azul) e espessura (verde) do gelo marinho para o Ártico (superior) e Antártida (inferior) para o cenário A1FI. As linhas tracejadas indicam a tendência de cada série.

3. OBJETIVO

Identificar e discutir a influência da variação espacial do gelo marinho sobre a Circulação Termohalina do oceano Atlântico e sua relação com os transportes de volume e calor frente ao cenário de emissão A1FI do IPCC.

3.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Implementar o MOM, desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*.

- A partir do modelo climático implementado, estimar os transportes de volume e calor nos oceanos em seções zonais e meridionais previamente definidas considerando variações espaciais no gelo marinho baseadas no cenário A1FI do IPCC.

4. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo proposta engloba toda a bacia do Oceano Atlântico e as porções de gelo marinho do Ártico e da Antártida. Nas seções seguintes, serão feitas descrições sobre essas regiões.

4.1. A BACIA DO OCEANO ATLÂNTICO

Como dito anteriormente, existe um balanço energético no planeta, no qual a atmosfera e os oceanos trabalham conjuntamente na distribuição da energia, transferindo calor das regiões de baixas latitudes para as regiões de altas latitudes (TOMCZAK; GODFREY, 1994; GRASSL, 2001; ASSAD, 2006). Nos oceanos, esse transporte é realizado através das correntes que por sua vez, transportam diversas massas d'água, caracterizadas pelos seus respectivos índices termohalinos (pares de temperatura e salinidade) e formadas em diferentes regiões. A circulação oceânica é o resultado de dois tipos de circulação (PICKARD, 1974; CLARKE *et al.*, 2001; GRASSL, 2001): a circulação superficial, forçada pelo vento (PICKARD, 1974; PETERSON; STRAMMA, 1991; CLARKE *et al.*, 2001; GRASSL, 2001; WUNSCH, 2002) e a Circulação Termohalina, forçada por diferenças nos gradientes horizontais de pressão (PICKARD, 1974; GRASSL, 2001; WUNSCH, 2002). Nas seções seguintes serão descritas as Circulações superficial e Termohalina do OA.

4.1.1. CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL

A circulação superficial do OA ocorre nas primeiras centenas de metros de profundidade (PICKARD, 1974) e pode ser dividida em três partes. São elas a circulação do oceano AS subtropical, a circulação do AT e a circulação do oceano AN subtropical. As circulações subtropicais dos oceanos AN e AS são dominadas por giros anticiclônicos (PICKARD, 1974; POND; PICKARD, 1983; CLARKE *et al.*, 2001; GRASSL, 2001). Esses giros são forçados principalmente pela ação dos giros subtropicais atmosféricos de alta pressão. Além disso, suas correntes de contorno oeste são notadamente mais intensas (PICKARD, 1974; POND; PICKARD, 1983; CLARKE *et al.*, 2001).

O Giro subtropical do AS (Figura 3) é formado pela CBg, no lado leste do AS, pelo ramo sul da CSE, que atravessa o Atlântico de leste a oeste, pela CB, que flui em direção sul contornando a costa brasileira e pela CAS, que atravessa o OA de oeste a leste e fecha o giro. O giro é delimitado ao sul pela Frente Subtropical do Atlântico Sul. Ao sul dessa frente, a CCA flui por todo o globo (PICKARD, 1974; TOMCZAK; GODFREY, 1994; CLARKE *et al.*, 2001).

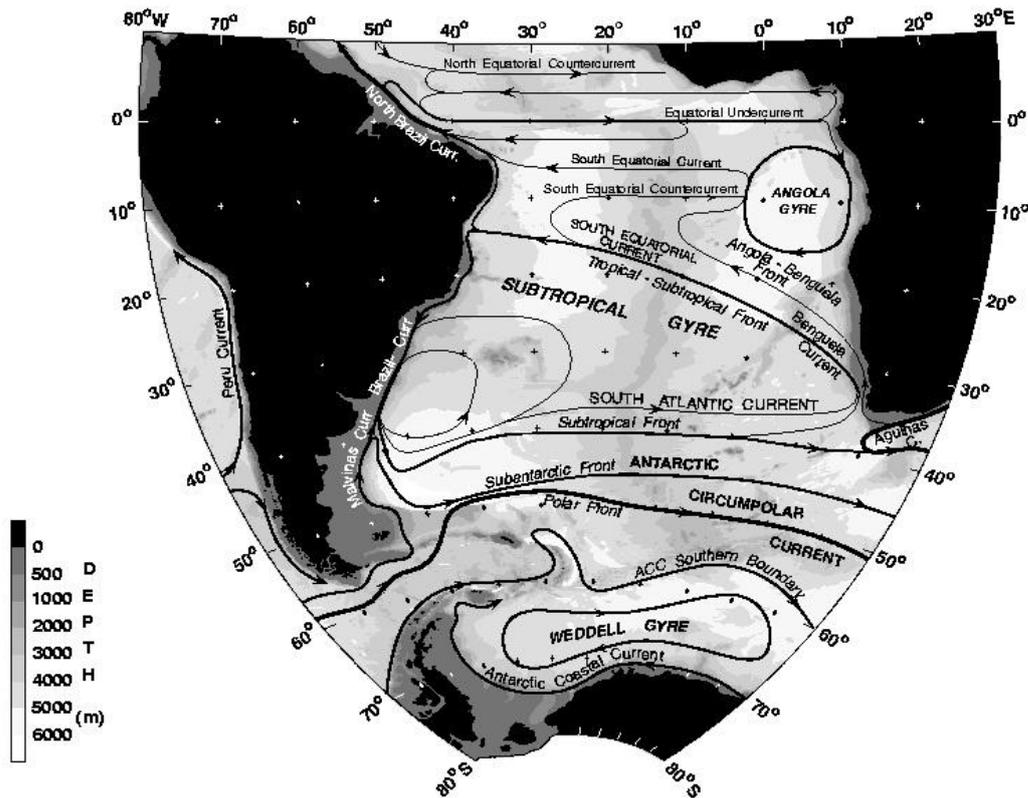


Figura 3: Representação da circulação superficial do Atlântico Sul.

Fonte: Retirado de Campos *et al.*, 1999.

Aproximadamente entre as latitudes de 36°S e 38°S, nas proximidades da América do Sul, a CM, formada por um ramo da CCA (PICKARD, 1974), encontra-se com a CB em uma região conhecida como CBM. Na região Equatorial, o ramo norte da CSE, originada da CBg, forma a CNB (PICKARD, 1974; PETERSON; STRAMMA, 1991). A CNB flui para o norte contornando a costa sul americana, contribuindo com parte do transporte superficial do AS para o AN (POND; PICKARD, 1983; PETERSON; STRAMMA, 1991). A CNE também flui para oeste, próxima ao Equador (PICKARD, 1974; POND; PICKARD, 1983). Entre a CSE e a CNE, flui em sentido oposto a CCE,

mais intensa no lado oeste do que no lado leste do AT (PICKARD, 1974; POND; PICKARD, 1983; PETERSON; STRAMMA, 1991). Essa contracorrente pode ser explicada pelo rotacional da tensão de cisalhamento do vento, uma vez que a mudança meridional da tensão dos ventos alísios de nordeste e sudeste para uma região de calmaria entre os dois proporcionaria o aparecimento dessa contracorrente (POND; PICKARD, 1983; STEWART, 2008). A Figura 4 representa o sistema de correntes e subcorrentes equatoriais superficiais no OA.

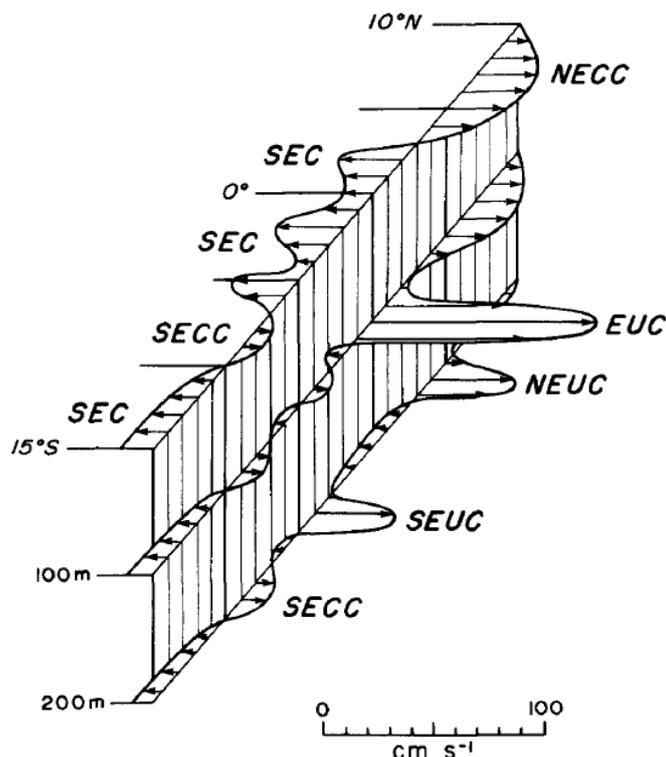


Figura 4: Representação do Sistema Equatorial de Correntes no inverno austral. NECC – Contracorrente Norte Equatorial, SEC – Corrente Sul Equatorial, SECC – Contracorrente Sul Equatorial, EUC – Subcorrente Equatorial, NEUC – Subcorrente Norte Equatorial, SEUC – Subcorrente Sul Equatorial.

Fonte: Peterson; Stramma (1991).

No AN, o Giro é formado pela CNE que se desloca para oeste, juntando-se à CNB (PICKARD, 1974). Parte desse fluxo segue para noroeste, contornando as Antilhas, chamando-se CAn e parte atravessa o Caribe e adentra no Golfo do México (PICKARD, 1974). Quando deixa o Golfo do México, essa corrente é denominada de CF (PICKARD, 1974). Ao largo da Flórida essa corrente se junta à CAn, e afasta-se da costa americana na altura do Cabo Hatteras, onde recebe o nome de CG (PICKARD, 1974). A CG é a corrente de contorno oeste que flui para nordeste (PICKARD, 1974,

STEWART, 2008). Próximo aos Grandes Bancos da Terra Nova (40°N 50°W) é denominada de CNA (PICKARD, 1974). A CNA bifurca-se onde uma parte segue para nordeste em direção à Escócia e Islândia e contribui na circulação do oceano Ártico (PICKARD, 1974). A outra parte flui para sul, margeando a Espanha e o norte da África e alimenta a CNE, completando o giro (PICKARD, 1974). A Figura 5 representa o esquema da circulação superficial no AN com suas correntes principais e seus valores de transporte em Sv.

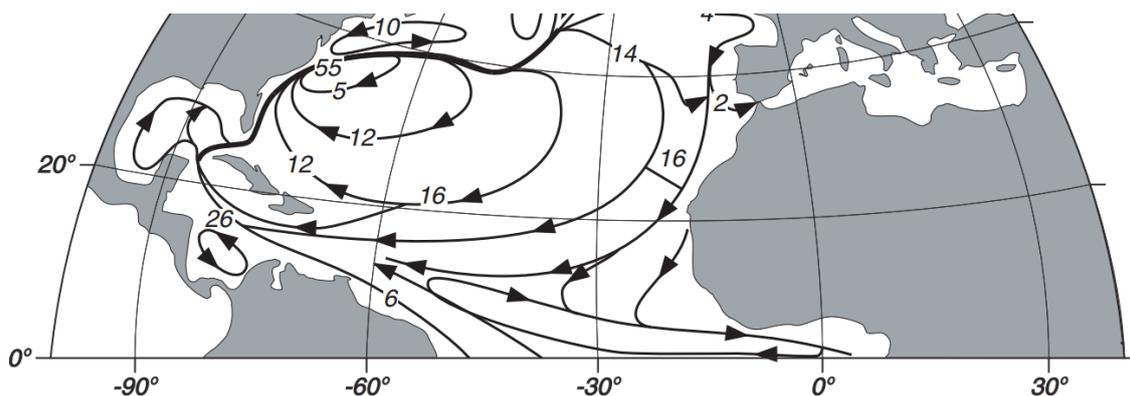


Figura 5: Esquema das correntes superficiais no oceano Atlântico Norte. Os valores representam o transporte das correntes em Sv.

Fonte: Modificado de Stewart (2008).

4.1.2. CIRCULAÇÃO TERMOHALINA

A Circulação Termohalina deve-se ao movimento da água quando a densidade desta é alterada em função de variações de temperatura e/ou salinidade. WUNSCH (2002), por sua vez, defende que essa circulação deve ser caracterizada separadamente para as circulações de calor e sal, o que pode ser entendido como o fluxo superficial de água quente e salina para o AN e o fluxo de água densa e fria para o AS (STOUFFER *et al.*, 2006b).

Em regiões de altas latitudes, as perdas de calor do oceano para a atmosfera geram ganho de densidade e, conseqüentemente, o afundamento de água (PICKARD, 1974; POND; PICKARD, 1983). Dessa forma, o movimento horizontal da Circulação Termohalina é conseqüência do movimento vertical de águas mais densas, em função do aumento da densidade devido às perdas de calor do oceano para a atmosfera (PICKARD, 1974). Ainda segundo o autor, no AN, o aumento do gradiente de densidade ocorre principalmente em função do resfriamento das águas superficiais, enquanto que no AS, a formação de gelo e aumento da salinidade superficial acompanhada pelo resfriamento dos oceanos adjacentes ao gelo são os responsáveis pelo

aumento da densidade nessa região. A circulação profunda tem o potencial de influenciar o clima em escalas temporais de décadas, séculos e milênios, tornando o oceano o agente causador principal de variabilidade climática (STEWART, 2008).

Nos anos 1980 (COLLING, 1989), Broecker sugeriu o diagrama do Cinturão de Revolvimento Meridional (*Ocean's Conveyor Belt*) e em seu trabalho, Broecker propõe a formação da APAN como mecanismo de acionamento do Cinturão (COLLING, 1989; BROECKER 1991). Dessa forma, mudanças nos padrões de formação da APAN poderiam influenciar diretamente a Circulação Termohalina. A formação da APAN é amplamente influenciada pela AIA e pela AFA, por sua vez essas influenciam a APAN (PICKARD, 1974; TOMCZAK; GODFREY, 1994; CLARKE *et al.*, 2001). Isso significa que mudanças nos padrões dessas massas d'água indiretamente influenciam a Circulação Termohalina (FOLDVIK *et al.*, 2004). Portanto, nesse trabalho as três massas d'água citadas anteriormente foram monitoradas e serão descritas nos itens a seguir.

4.1.3. A ÁGUA PROFUNDA DO ATLÂNTICO NORTE

A APAN, formada em altas latitudes do AN, é a responsável pela porção de água fria e profunda da Circulação Termohalina. Ela é caracterizada como uma água salina, rica em oxigênio e pobre em nutrientes e que ocupa uma grande parcela da coluna d'água (PICKARD, 1974; REID, 1989). Segundo STEWART (2008), a água profunda (APAN) é o maior reservatório de CO₂ dissolvido no oceano. Segundo POND; PICKARD (1983), as principais contribuições para a formação da APAN estão no AN e no AS. Segundo REID (1994), o AN recebe águas quentes e salinas do AS (PETERSON; STRAMMA, 1991; MANABE; STOUFFER, 1995) e águas frias e pouco salinas do oceano Ártico, ambas superficiais. Entretanto, segundo COLLING (1989) a contribuição do oceano Ártico para a formação da APAN é de águas muito salinas. Ainda segundo POND; PICKARD (*op. cit.*), a principal fonte da APAN no AN seria o fluxo proveniente do Ártico (TOMCZAK; GODFREY, 1994) e no AS a principal fonte estaria localizada no mar de Weddel. Segundo COLLING (1989), as áreas de formação da APAN encontram-se no ML, denominada de APANE e no MG, denominada de APANW.

Depois de formada por convecção profunda (GRASSL, 2001), a APAN afunda e flui em sentido sul para o AS, como CCP (COLLING, 1989), onde parte é incorporada à CCA e exportada para os oceanos Pacífico e Índico, como representado na Figura 6 (CLARKE *et al.*, 2001). DONNERS *et al.* (2005) estimaram em 15 Sv o montante de APAN que é exportado do AS. Segundo GORDON (1986) e STRAMMA; SCHOTT

(1999), em seu trajeto, a APAN ressurge em diversas regiões e eventualmente é compensada por um grande fluxo da camada da termoclina (SCHMITZ; McCARTNEY, 1993) do oceano Índico e por um fluxo menor de água intermediária transportada para o AS através da Passagem de Drake (AIA) (CLARKE *et al.*, 2001). Alternativamente, RINTOUL (1991) propõe apenas a contribuição de 13 Sv da AIA para a formação da APAN.

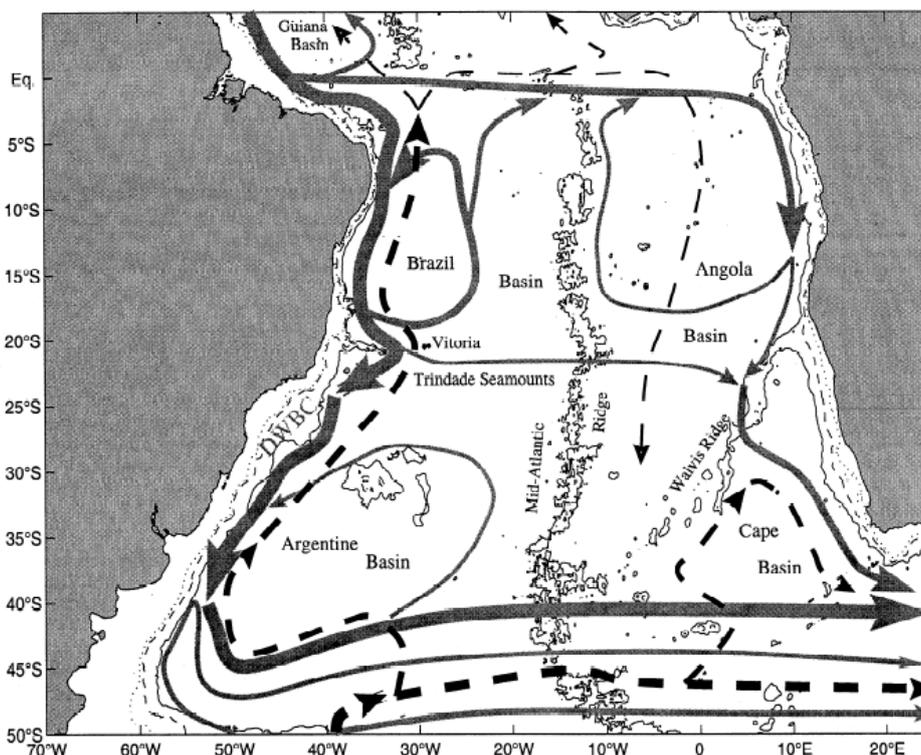


Figura 6: Representação do fluxo em larga escala da APAN próximo à profundidade de 2000 metros como a linha mais espessa na figura. Adicionalmente, a trajetória da AFA está representada pela linha tracejada.

Fonte: Stramma; England (1999).

4.1.4. A ÁGUA DE FUNDO ANTÁRTICA

Segundo PICKARD (1974), TOMCZAK; GODFREY (1994), CLARKE *et al.* (2001), a AFA é formada no mar de Weddell. Entretanto, COLLING (1989) propõe que a AFA é formada em toda a plataforma continental da Antártida (BROECKER, 1991) e na área de atuação da CCA. Essa formação se dá em políneas costeiras e oceânicas que se formam no gelo marinho. As políneas são piscinas de águas frias que se formam no meio do gelo marinho. Essas águas perdem calor sensível em contato com a atmosfera mais fria, no caso das políneas oceânicas e calor latente devido ao vento,

no caso das políneas costeiras. Dessa forma a água de fundo se forma devido à convecção e ganho de densidade. Ainda de acordo com COLLING (*op. cit.*), a AFA é encontrada principalmente nas porções sul de todos os oceanos. Segundo SPEER; ZANK (1993), no AS a AFA é proveniente do mar de Weddell. Uma vez formada, ela flui junto ao fundo para norte, atravessa o AS e alcança o AN (SPEER; ZANK, 1993, LIMEBURNER *et al.*, 2005).

4.1.5. A ÁGUA INTERMEDIÁRIA ANTÁRTICA

A AIA é encontrada em todos os oceanos até latitudes próximas a 20°N (COLLING, 1989) (Figura 7). Segundo o autor, a AIA é formada na zona da Frente Polar Antártica. Entretanto, outros autores defendem que a AIA é formada no mar de Weddell (PICKARD, 1974; TOMCZAK; GODFREY, 1994; CLARKE *et al.*, 2001) e no extremo leste do Pacífico Sul (TOMCZAK; GODFREY, 1994). Segundo TOMCZAK; GODFREY (*op. cit.*), a AIA, em seu trajeto em direção ao AN, é convertida em 8 Sv de águas da termoclina, para a formação da APAN. Esses resultados corroboram àqueles de SCHMITZ; McCARTNEY (1993), que estimam em 13 Sv a transformação de água quente em água fria no AN, associada à APAN. Ainda segundo SCHMITZ; McCARTNEY (*op. cit.*), TOMCZAK; GODFREY (*op. cit.*) e SCHMITZ (1996), a AIA e a AFA, entram no AN para contribuir na formação da APAN. Em contrapartida, ainda segundo os autores, a APAN contribui para a formação da AFA da AIA.

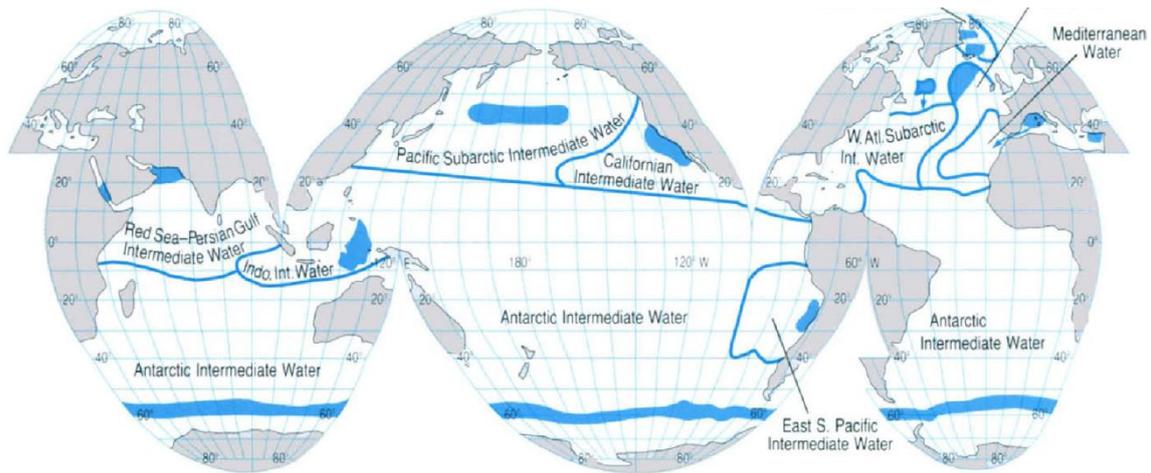


Figura 7: Distribuição global das massas d'água intermediárias (entre as profundidades de 550 e 1500 metros). As áreas de formação estão indicadas pelas manchas azuis.

Fonte: COLLING (1989).

4.2. O GELO NO MAR

O gelo encontrado no mar pode ser originado de duas fontes: através de blocos que se desprendem das geleiras e pelo congelamento da água do mar (PICKARD, 1974). Esta última fonte representa a maior parte do gelo encontrado no mar e é chamado de gelo marinho (HARTMANN, 1994). A primeira etapa de congelamento da água do mar se caracteriza por formar uma mistura de água com cristais de gelo já formados, chamada de *frazil* (PICKARD, 1974; DELWORTH *et al.*, 2006). Conforme os cristais crescem, eles retêm parcelas de água saturadas de sal, apresentando salinidade entre 5 a 15. Essas parcelas são chamadas de *brine* (PICKARD, 1974; DELWORTH *et al.*, 2006).

Para a formação de gelo marinho, o ponto de congelamento da água do mar passa de 0°C para -1,91°C a uma salinidade de 35. Associado a esse fato, o gelo marinho apresenta densidade maior que o gelo puro, chegando a 924 kg/m³ (PICKARD, 1974). A quantidade de sal no gelo marinho é diretamente proporcional à sua velocidade de formação. Essa velocidade é favorecida em condições de baixa salinidade, pouca mistura devido à correntes e vento, pouca profundidade e presença anterior de gelo, o que diminui a turbulência do oceano (PICKARD, 1974).

4.3. O ÁRTICO

A principal ligação do Ártico com o oceano é através do OA (PICKARD, 1974). Uma característica importante das massas d'água formadas no Ártico é sua densidade ser influenciada principalmente pela salinidade (PICKARD, 1974). Os mares do Ártico são caracterizados como Mediterrâneos, uma vez que possuem comunicação limitada com as grandes bacias oceânicas e a circulação é dominada por forçantes termohalinos e modificada pelo vento (TOMCZAK; GODFREY, 1994). A maior parte dos mares árticos está sob influência dos ventos de Leste Polares e exibem circulação superficial anticiclônica. A Figura 8 representa a média anual da circulação eólica atuante no Ártico a partir da média de 30 anos do cenário H2 do GFDL. Observa-se a circulação superficial anticiclônica, principalmente sobre regiões oceânicas.

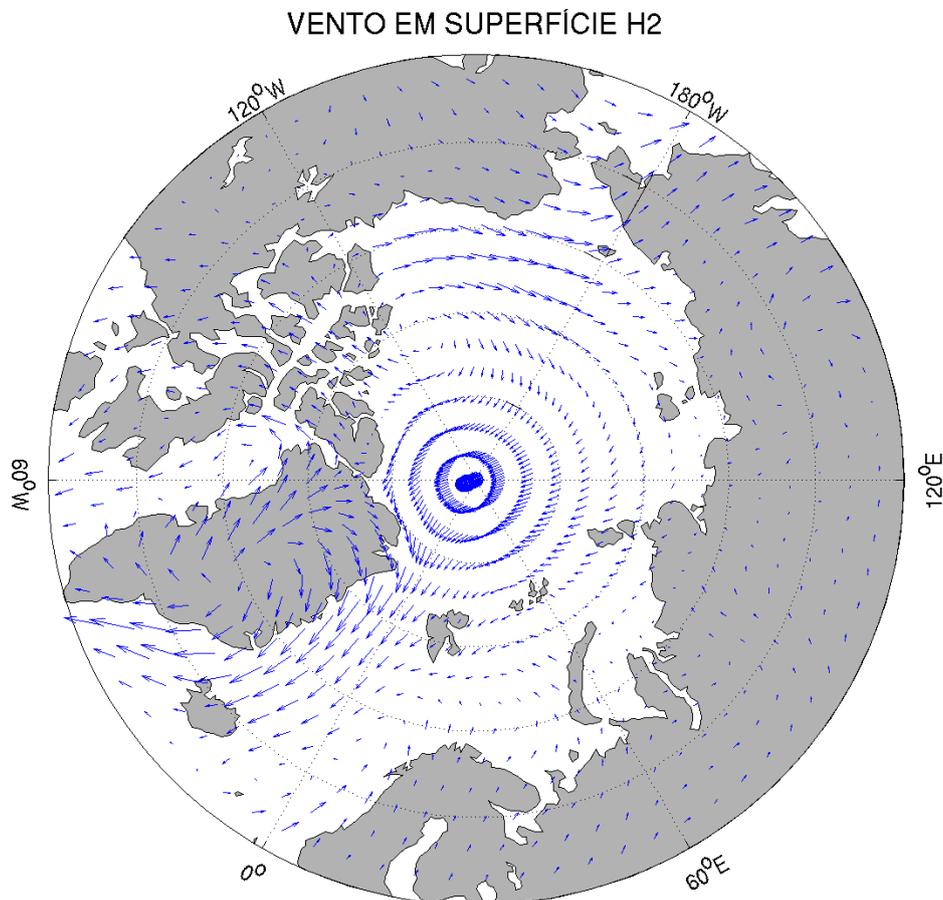


Figura 8: Representação da média anual dos ventos atuantes no Ártico a partir da média dos 30 anos do experimento H2.

O gelo nessa região é classificado em três categorias; calota glacial polar, a geleira (*ice pack*) e o gelo costeiro (PICKARD, 1974). A calota glacial polar faz parte do gelo permanente do Ártico, cobre cerca de 70% da superfície de gelo do Mar Ártico

e atinge distâncias próximas a isóbata de 1000 metros (PICKARD, 1974). No verão, uma parcela desse gelo é fundida e sua espessura diminui em média 2,5 metros. Já no inverno, a espessura média é 3,35 metros com colinas que podem chegar a 10 metros de altura. Cerca de $\frac{1}{3}$ da calota é renovada todos os anos, uma vez que a CLE carrega essa parcela de gelo em um giro anticiclônico (PICKARD, 1974).

A geleira é periférica à calota polar, é mais leve que a calota, cobre cerca de 25% da área de gelo marinho do Ártico e também pode atingir distâncias próximas a isóbata de 100 metros (PICKARD, 1974). Possui sazonalidade marcada, com área máxima em maio e mínima em setembro (PICKARD, 1974). O gelo costeiro se forma em direção à geleira e atinge distâncias até a isóbata de 20 metros (PICKARD, 1974). Pode atingir espessura de até 2 metros no inverno, desaparecendo no verão. Nessa estação, ocorre do gelo se partir e derivar no oceano até o seu derretimento (PICKARD, 1974). Quando se separa da costa, esse gelo pode carregar uma parcela do material da praia e, quando ocorre a fusão, esse material é depositado no fundo do oceano.

4.4. O OCEANO ANTÁRTICO

O OAA possui livre conexão com os oceanos Pacífico, Atlântico e Índico. Existem dois limites principais bem definidos no OAA, os quais delimitam regiões com características oceanográficas distintas. Se traçarmos um meridiano e percorrermos a borda do continente Antártico em direção ao Equador, a temperatura da água tende a aumentar gradualmente, até uma região de mudança brusca (2° a 3°C), denominada de Convergência Antártica (Figura 9) (PICKARD, 1974). Ao norte dessa região, novamente as temperaturas tendem a aumentar gradualmente, até uma segunda região de mudança brusca de temperatura (4°C 0,5 de salinidade), denominada de Convergência Subtropical (Figura 9) (PICKARD, 1974; PETERSON; STRAMMA, 1991). A Figura 9 representa o continente antártico com suas principais feições.

5.1. O MODELO MOM

O modelo utilizado no estudo é o (MOM) o qual também é o módulo oceânico do Modelo Climático Acoplado 2.1 (CM 2.1) desenvolvido pelo GFDL. O GFDL é administrado pelo NOAA e desde 1955 contribui para grande parte da pesquisa mundial sobre as mudanças climáticas, inclusive tem sido grande colaborador em todos os Relatórios do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC*), os quais contribuem para o conhecimento global sobre as mudanças climáticas. O CM 2.1 foi um dos modelos utilizados no 4º Relatório do IPCC de 2007 (AR4 - *Fourth Assessment Report*) e representa os principais componentes do sistema climático classificados em quatro módulos que interagem entre si. Maiores informações sobre o modelo podem ser encontradas no ANEXO I.

5.2. OBTENÇÃO E INSTALAÇÃO DO CÓDIGO

O MOM4 é um modelo numérico de livre acesso para a comunidade científica e pode ser obtido pelo GFDL diretamente da página do laboratório na *internet*. A versão do modelo utilizada foi a versão 4,0. O código foi instalado em uma plataforma computacional de alto desempenho. A plataforma é um *cluster* da marca SGI que possui um nó de gerência e 8 nós computacionais, cada um com 12 processadores. O *cluster* possui sistema operacional SUSE *Linux Enterprise Server* versão 3.0.101-0.15. O modelo utilizou compiladores Intel Fortran e C versão 14.0.2.144 e bibliotecas NetCDF versões 3.6.3 e 4.3.0 em 12 processadores em 1 nó. A taxa temporal de integração do modelo foi de 1 ano em aproximadamente 3,5 horas e cada experimento gerou aproximadamente 2GB de volume de dados.

5.3. EXECUÇÃO DOS EXPERIMENTOS

Foram realizados dois experimentos numéricos com domínio de integração global. Em ambos os experimentos, o modelo foi forçado com condições de contorno dos dados climatológicos do banco de dados OMIP (ASSAD, 2006) e condições iniciais e de contorno de gelo marinho diferenciadas para cada experimento.

O primeiro experimento foi realizado com o intuito de criar um ano climatológico e foi utilizado como parâmetro de comparação e denominado experimento controle. O segundo experimento teve como objetivo investigar o papel da influência de alterações do gelo marinho na dinâmica oceânica e foi chamado de experimento anômalo.

5.3.1. CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO

Com o objetivo de gerar resultados em equilíbrio e estabilidade dinâmicos e termodinâmicos com as equações governantes do modelo, foi realizada uma fase inicial de integração do mesmo para o primeiro experimento. Essa fase é conhecida como *spin up* e pode ser analisada através da curva da série temporal da energia cinética integrada no volume oceânico total. Dessa forma, a análise da tendência de crescimento dessa curva indica se o modelo atingiu o equilíbrio.

Uma vez estável, o modelo pode ser reinicializado com a introdução de anomalias nas condições de contorno e, dessa forma, podem-se analisar as possíveis variabilidades na dinâmica e termodinâmica oceânica influenciada por essas anomalias. Nas seções seguintes, serão descritos os cenários e banco de dados dos quais as condições iniciais e de contorno foram obtidas para os experimentos realizados.

5.3.1.1. O CENÁRIO ODASI

O conjunto de dados climatológicos utilizado como condições iniciais deriva do cenário ODASI, conduzido pelo GFDL como parte do programa da NOAA/CDEP (SUN *et al.*, 2007). O projeto teve como objetivo aprimorar os métodos de assimilação de dados e sua aplicação na previsão com modelos gerais de circulação. O projeto foi constituído por grupos de pesquisa de diversas instituições. O experimento conduzido pelo GFDL utilizou o MOM4 como modelo numérico. O projeto utilizou como forçantes atmosféricas diárias fluxos na superfície e tensão do vento do NCEP CDAS1 além de temperatura da superfície do mar. Os dados assimilados, através do método 3DVAR incluíram perfis de temperatura de XBT disponíveis através do banco de dados do NODC e de dados do projeto PIRATA (ASSAD, 2006; SUN *et al.*, 2007). Os dados utilizados como condições iniciais incluíram o parâmetro bidimensional da elevação da superfície livre e parâmetros tridimensionais de temperatura, salinidade e componentes zonal e meridional de velocidade dos oceanos e seguem a metodologia de ASSAD (2006).

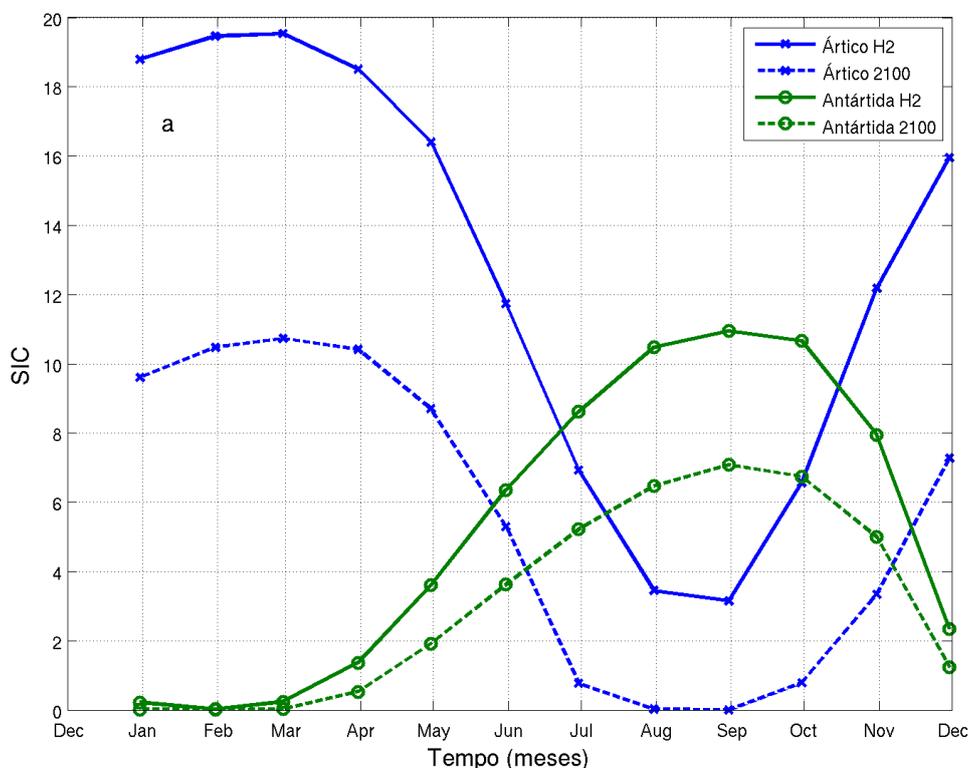
5.3.1.2. CENÁRIOS DO GFDL

Os cenários empregados são oriundos de rodadas do CM 2.1 e tem por objetivo simular condições climáticas globais. As condições de contorno de gelo marinho foram obtidas através dos cenários H2 e A1FI para a execução dos experimentos controle e anômalo, respectivamente. O cenário H2 (CM2.1U-D4_1860-2000-AllForc_H2) caracteriza-se por simular o clima do século XX e o cenário A1FI (CM2.1U-H2_SresA1FI_Z1) caracteriza-se por ser um experimento de consumo intensivo de combustíveis fósseis. Os cenários foram disponibilizados no *site* do GFDL em 25 de

agosto de 2005 (H2) e 19 de janeiro de 2006 (A1FI). Maiores detalhes sobre os referidos experimentos podem ser encontrados no ANEXO II. Na seção seguinte será apresentada a metodologia da utilização dos cenários como condição de contorno nas rodadas do MOM.

5.3.1.2.1. CONDIÇÕES DE CONTORNO DE GELO UTILIZADAS

As variáveis utilizadas como condição de contorno são denominadas concentração (sic) e espessura (sit) do gelo marinho. Para cada experimento, as variáveis foram utilizadas em médias mensais para um ano. O experimento controle utilizou ambas as variáveis de gelo marinho referentes à média dos últimos 30 anos do cenário H2 (de 1971 a 2000) e o experimento anômalo utilizou as variáveis referentes ao ano de 2100 do cenário A1FI. A Figura 11 representa a série temporal média para cada hemisfério das variáveis de gelo marinho utilizadas como condição de contorno nos experimentos controle (média de 1971-2000 – H2) e anômalo (ano de 2100). Observa-se que para ambos os parâmetros, as curvas do H2 e 2100 exibem comportamento similar ao longo dos meses e representam a climatologia de gelo marinho, apresentando máximos ao final do inverno e mínimos ao final do verão, diferenciando-se principalmente pela quantidade de cada parâmetro. A escolha do ano de 2100 é justificada por estudos anteriores detalhados no item 2.1.



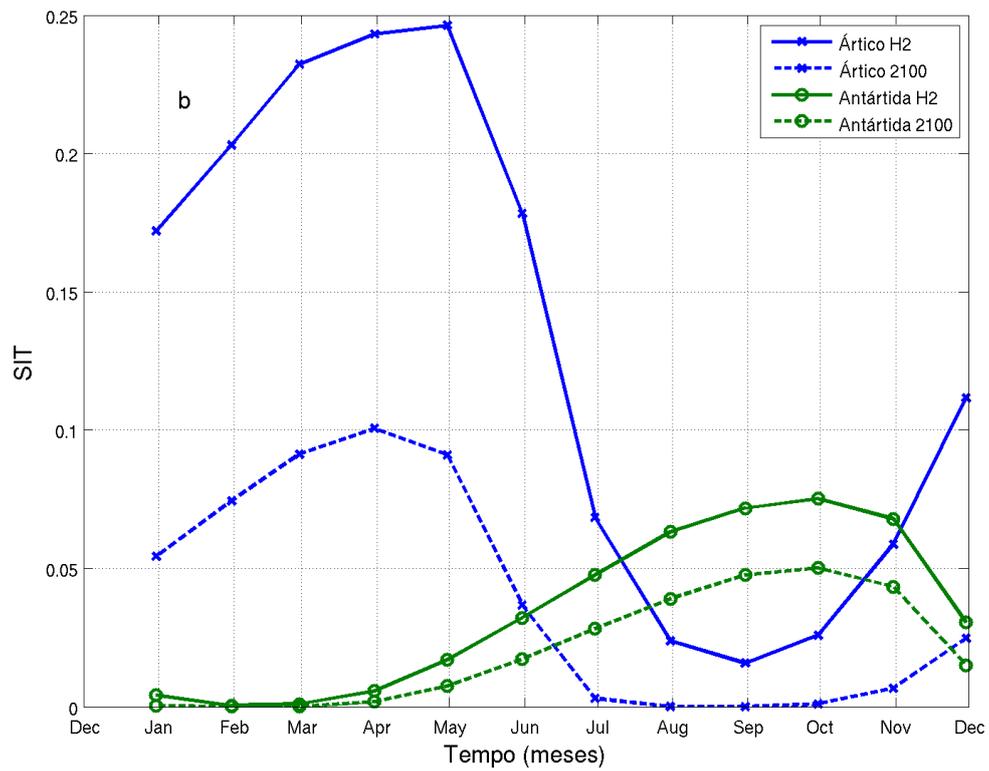


Figura 11: Série temporal mensal média para cada hemisfério a) concentração (SIC) e b) espessura (SIT) de gelo marinho para a média dos últimos 30 anos do H2 e para o ano 2100.

5.3.1.2.2. TERMINOLOGIA DO GELO MARINHO

Segundo Centro Nacional de Dados de Neve e Gelo (*National Snow, Ice Data Center* – NSIDC – a sigla em inglês), o gelo marinho é descrito pela área de cobertura, espessura, idade e movimento de acordo com os padrões de vento e corrente. O estudo do gelo marinho através de sensoriamento remoto é realizado por meio de *pixels* ou células de grade. A mesma abordagem é utilizada em estudos com modelos numéricos, uma vez que o espaço é discretizado em células de uma dada resolução. O parâmetro concentração de gelo marinho, apresentado através dos resultados do módulo de gelo marinho, disponibilizados pelo GFDL, será conceituado a seguir com base no NSIDC.

A concentração de gelo marinho é um termo sem unidade, porém tipicamente descrita em porcentagem, que pode ser definida como o montante de área coberta por gelo, comparada a uma dada área, que, no caso da grade do MOM em altas latitudes, seria de $1^\circ \times 1^\circ$. Regiões com valor igual a 0 significam ausência de gelo e 100% significa áreas totalmente cobertas por gelo. A Figura 12 apresenta, de maneira simplificada, como é realizado o cálculo da concentração de gelo marinho. Se a célula é dividida em uma dada quantidade de partes iguais, a concentração de gelo marinho será igual à quantidade de partes com presença de gelo dividida pelo número de células totais.

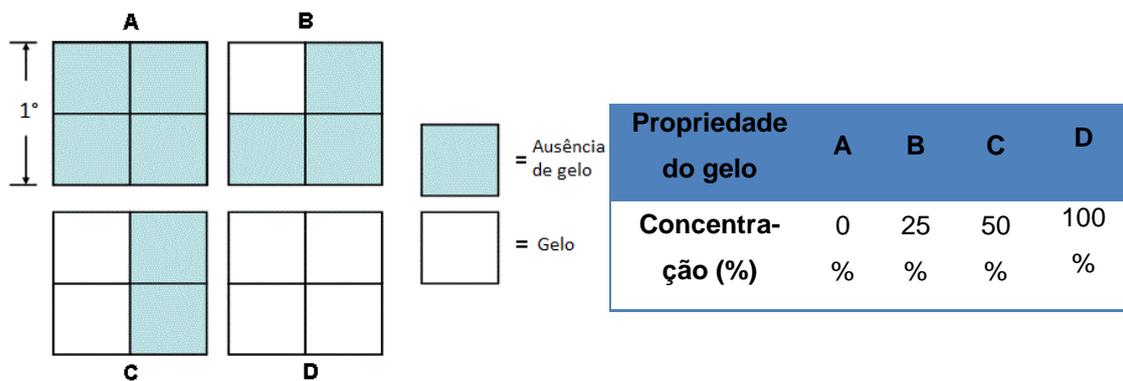


Figura 12: Representação esquemática de como o cálculo da concentração do gelo marinho é realizado.

Fonte: Modificado de NSIDC (2013).

Na literatura, as alterações de gelo marinho são avaliadas através dos meses de mínima extensão. A Figura 13 representa a série temporal média mensal por hemisfério da extensão de gelo marinho, representada pela concentração (sic) em %, da média dos últimos 30 anos do experimento H2. Observa-se que o mês de mínima extensão de gelo marinho no Ártico ocorre em setembro, assim como observado por

HOLLAND *et al.* (2006) e na Antártida o mês de mínima extensão ocorre em fevereiro. A série anual média do sic referente ao ano de 2100 do cenário A1FI, como dito anteriormente, difere essencialmente da média dos 30 anos do H2 na quantidade de gelo marinho, uma vez que o ciclo sazonal se mantém assim como os meses de mínima extensão para cada hemisfério (Figura 11). Dessa forma, a influência da alteração do gelo marinho na circulação oceânica será devido exclusivamente à mudanças na sua extensão e espessura e não em mudanças do seu comportamento sazonal.

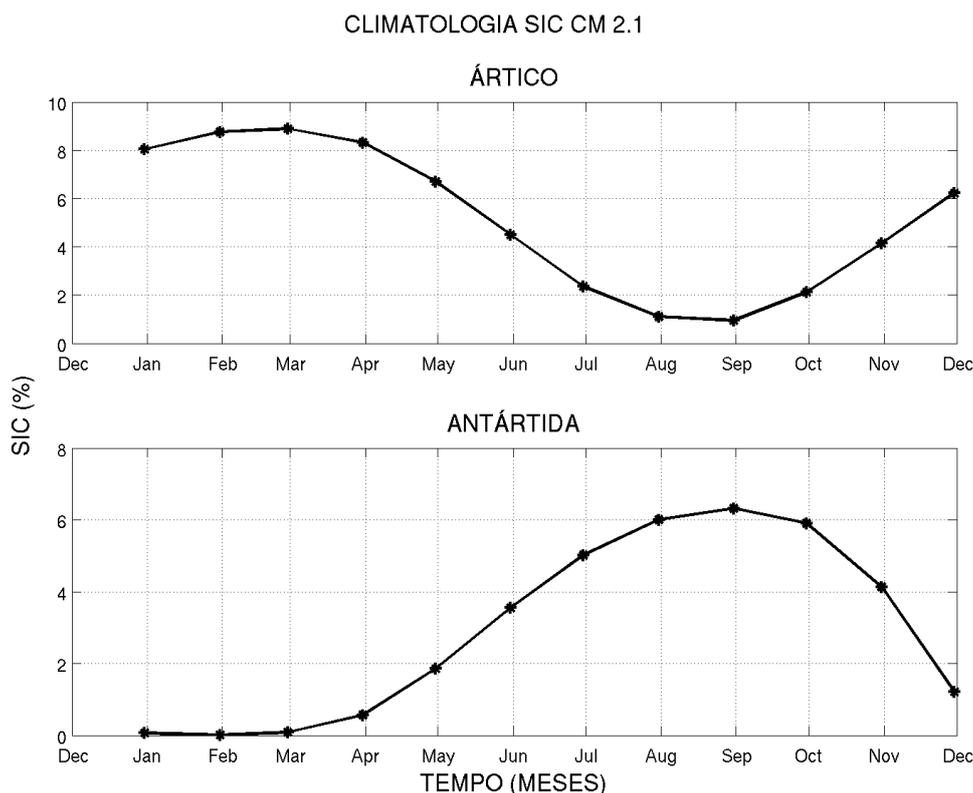


Figura 13: Série temporal mensal da concentração de gelo marinho média por hemisfério em % obtida através da média dos últimos 30 anos do experimento H2 do GFDL.

5.3.1.3. O BANCO DE DADOS OMIP

Esse conjunto de dados é oriundo do projeto de reanálise do ECMWF – ERA-15 e foi criado com o objetivo de criar um banco climatológico para a execução de modelos oceânicos globais ASSAD (2006). O projeto produziu 15 anos de resultados de experimentos numéricos com dados validados através de assimilação para o período de 1979 a 1993 (ASSAD, 2006). Entre as variáveis disponibilizadas, foram utilizadas como condição de contorno atmosférica os componentes zonal e meridional da tensão de cisalhamento do vento, radiações de onda longa e curta, fluxos de calor latente e sensível, precipitação e descarga fluvial e segue a metodologia de ASSAD (2006).

5.3.2. RESUMO DOS EXPERIMENTOS

Como dito anteriormente, foram executados dois experimentos numéricos utilizando o MOM4 com as condições iniciais oceânicas e de contorno descritas nos itens 5.3.1.1, 5.3.1.2.1 e 5.3.1.3, respectivamente. O primeiro experimento, denominado de controle teve como objetivo a obtenção de um estado oceânico climatológico e foi utilizada a condição de contorno de gelo marinho referente à média dos 30 anos do H2 do A1FI, como descrito no item 5.3.1.2.1. O modelo foi forçado até atingir um estado dinâmico e termodinâmico estável, representado pelo padrão cíclico anual contínuo das variáveis geradas pelo modelo.

O segundo experimento, denominado de experimento anômalo, teve como objetivo simular anomalias na dinâmica e termodinâmica oceânicas causadas por alterações na concentração e espessura de gelo marinho global. Dessa forma, para esse experimento, foi utilizada a condição de contorno de gelo marinho referente ao ano de 2100 do experimento A1FI. As Tabela I e Tabela II detalham as configurações utilizadas em cada um dos experimentos.

Tabela I: Configuração e tempo de integração do experimento controle.

Condição Inicial	<p>ODASI (1985)</p> <ul style="list-style-type: none"> - Elevação da superfície livre - Temperatura - Salinidade - Velocidade
Condição de Contorno	<p>OMIP (2001)</p> <ul style="list-style-type: none"> - 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 – média diária - Drenagem fluvial – média diária <p>WOA (1998)</p> <ul style="list-style-type: none"> - Temperatura da superfície do mar – média mensal - Salinidade da superfície do mar – média mensal <p>H2 (média dos anos 1971 a 2000)</p> <ul style="list-style-type: none"> - Concentração de gelo marinho – média mensal - Espessura de gelo marinho – média mensal
Tempo de integração	30 anos

Tabela II: Configuração e tempo de integração do experimento anômalo.

Condição Inicial	<p>REINICIALIZAÇÃO DO EXPERIMENTO CONTROLE</p> <ul style="list-style-type: none"> - Elevação da superfície livre - Temperatura - Salinidade - Velocidade
Condição de Contorno	<p>OMIP (2001)</p> <ul style="list-style-type: none"> - 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 – média diária - Drenagem fluvial – média diária <p>WOA (1998)</p> <ul style="list-style-type: none"> - Temperatura da superfície do mar – média mensal - Salinidade da superfície do mar – média mensal <p>A1FI (2100)</p> <ul style="list-style-type: none"> - Concentração de gelo marinho – média mensal - Espessura de gelo marinho – média mensal
Tempo de integração	30 anos

5.4. DEFINIÇÃO DAS SEÇÕES MONITORADAS

As seções monitoradas foram selecionadas com o objetivo de avaliar os transportes advectivos de calor e volume das massas d'água relevantes à Circulação Termohalina; APAN, AIA e AFA. Foram definidas cinco seções zonais e três seções meridionais, apresentadas na Figura 14. Com exceção das seções ML, MG e 22°W, as demais seções são classicamente utilizadas em trabalhos na literatura. As seções ML e MG são apontadas por COLLING (1989) e TOMCZAK; GODFREY (1994) como as duas regiões de formação da APAN e a seção 22°W foi selecionada para monitorar o espalhamento meridional das massas d'água. A Tabela III descreve os limites geográficos de cada seção e os trabalhos que as monitoraram.

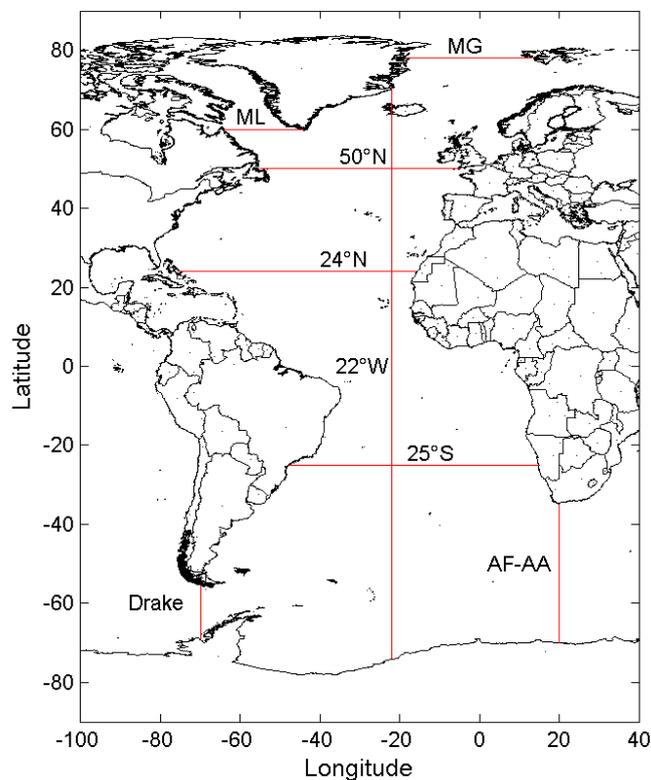


Figura 14: Mapa com a localização das seções monitoradas.

Tabela III: Limites geográficos de cada seção e referências de trabalhos anteriores que as monitoram.

SEÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	REFERÊNCIA
Drake	50°S a 70°S	70°W	Rintoul (1991); Ganachaud; Wunsch (2000); Assad (2009b) e outros
AF-AA	35°S a 70°S	20°E	Assad (2009b); Reid (1989) e outros
25°S	25°S	50°W a 20°E	Sancho (2012)
24°N	24°N	75°W a 15°E	Schmitz; Richardson (1991); Reid (1994)
50°N	50°N	55°W a 5°E	WOCE
MG	78°N	19°W a 13°E	Colling (1989)
ML	60°N	64°W 44°W	Colling (1989); Tomczak; Godfrey (1994)
22°W	75°S a 71°N	22°W	-

5.5. DEFINIÇÃO DOS ÍNDICES TERMOHALINOS UTILIZADOS

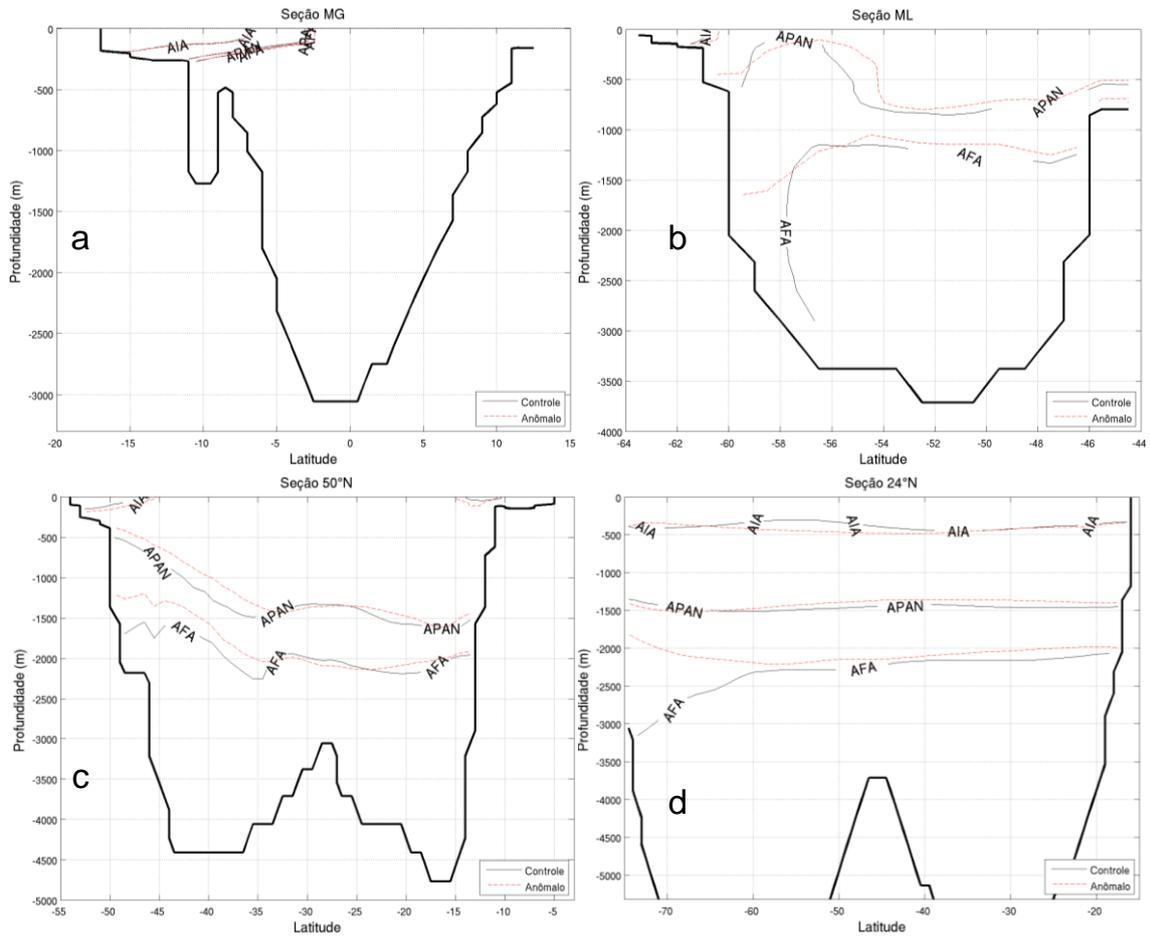
Nas seções mencionadas, foram adotados índices de temperatura, salinidade e densidade que, de acordo com a literatura, representam as massas d'água de interesse segundo os quais os transportes foram estimados. Devido à distribuição não homogênea das massas d'água na bacia do OA, as mesmas não serão monitoradas em todas as seções. Além disso, a APAN, em suas regiões de formação (MG e ML), será monitorada pelos índices termohalinos de cada uma delas (item 4.1.3), enquanto que para as demais áreas do oceano, será considerado um índice mais abrangente. Os respectivos intervalos associados a cada massa d'água de acordo com as suas regiões onde são encontradas estão representados na Tabela IV.

Tabela IV: Valores de temperatura potencial, salinidade e densidade potencial para as massas d'água, assim como a referência dos índices termohalinos a que se referem.

MASSA D'ÁGUA	REGIÃO	TEMPERATURA (°C)	SALINIDADE	DENSIDADE (kg·m⁻³)	REFERÊNCIA
AFA	Espalhamento pelo OA	0,3	34,7	1027,8476	Tomczak; Godfrey (1994); American Meteorological Society
	Oceano Ártico	3,5	34,9	1027,7575	Tomczak; Godfrey (1994)
APAN	MG	2,5	35,03	1027,9540	Colling (1989)
	ML	3	34,9	1027,8053	
AIA	Leste do Pacífico	2,2	33,8	1026,9947	Tomczak; Godfrey (1994)

Classicamente, a literatura utiliza intervalos de densidade para o monitoramento da coluna d'água e assim delimitam camadas através das quais estimam transportes de calor, volume, emersão ou submersão de águas (REID, 1989; RINTOUL, 1991; REID 1994; SCHMITZ, 1996; GANACHAUD; WUNSCH, 2000; HOLFORT; SIEDLER, 2001; GANACHAUD; WUNSCH, 2002; ASSAD, 2006 BÖNING *et al.*, 2006; SANCHO, 2012). Através dessa metodologia, observa-se na Figura 15, que as massas d'água de interesse são encontradas em todas as seções, tanto no experimento controle como no experimento anômalo, inclusive em seções onde, na literatura, elas não são encontradas. Esse comportamento evidencia que, analisados isoladamente, valores de densidade não podem ser atribuídos a nenhuma massa d'água descrita na literatura. Dessa forma, para avaliar a distribuição das massas d'água especificadas acima e suas potenciais mudanças frente à imposição de uma nova configuração de gelo marinho, optou-se por isolá-las não apenas por seus valores de densidade, mas também por seus pares de temperatura e salinidade de acordo com a Tabela V. Dessa forma, bus-

cou-se investigar o impacto do gelo marinho sobre elas e as consequências para a Circulação Termohalina. Observa-se que a distribuição das isopícnais nas seções 25°S, Drake e AF-AA (Figura 15e, f e g) é similar àquela encontrada por Sancho (2012), baseada no ano 2000 do experimento clima.



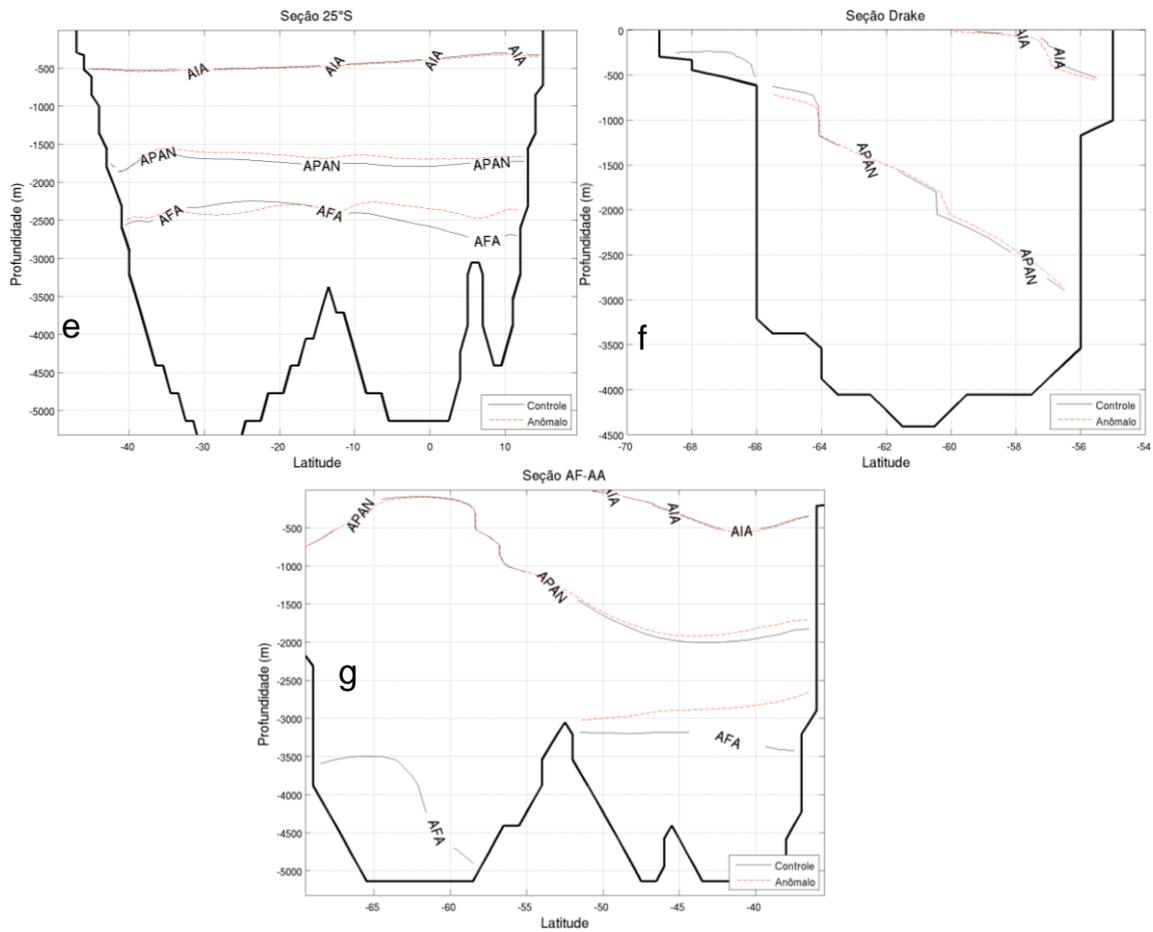


Figura 15: Geometria das seções monitoradas com as isopicnais de topo das massas d'água analisadas a partir dos resultados dos casos controle e anômalo. a – seção MG, b – seção ML, c – 50°N, d – 24°N, e – 25°S, f – Drake, g – AF-AA.

Tabela V: Intervalos de temperatura, salinidade e densidade segundo os quais cada massa d'água foi isolada de acordo com os índices termohalinos de cada região.

MASSA D'ÁGUA	REGIÃO	TEMPERATURA (°C)	SALINIDADE	DENSIDADE (kg·m⁻³)
AFA	Espalhamento pelo OA	< 0,3	< 34,7	> 1027,8476
	Oceano Ártico	0,3 < T < 3,5	34,7 < S < 34,9	1027,8476 < ρ < 1027,7575
APAN	MG	T < 2,5	S < 35,03	ρ > 1027,9540
	ML	T < 3	S < 34,9	ρ > 1027,8053
AIA	Leste do Pacífico	3,5 > T > 2,2	34,9 > S > 33,8	1027,8476 > ρ > 1026,9947

Como dito anteriormente, as massas d'água na bacia do OA não são igualmente distribuídas. Por esse motivo, as massas d'água de interesse não foram encontradas em todas as seções monitoradas. A Tabela VI ilustra as massas d'água encontradas em cada seção monitorada. Observa-se que a AIA somente é representada nas seções do Drake, AF-AA e 25°S, uma vez que essa massa d'água, com seus índices termohalinos da região de formação só pode ser acompanhada até latitudes próximas a 20°N (COLLING, 1989). A APAN é encontrada em todas as seções, exceto no Drake, uma vez que é formada em altas latitudes do AN, flui em direção ao AS, ganha vortacidade e se incorpora à CCA, recirculando nessa corrente (STRAMMA; ENGLAND, 1999).

A AFA é encontrada apenas na seção AF-AA não sendo observada na passagem do Drake. Esse comportamento pode estar relacionado, no Drake, à essa região apresentar batimetria mais rasa. De acordo com GARLOZI; BARINGER (2007), a AFA é encontrada abaixo de 4000 metros e, por conta disso, entraria no AS pelo Drake (COLLING, 1989). Entretanto, ela pôde ser observada na AF-AA pois a AFA no AS é formada no mar de Weddel (SPEER; ZANK, 1993).

Para as seções 25°S e 24°N, não há temperaturas iguais ou menores que 0,3°C, impossibilitando a identificação da AFA. Esse comportamento pode estar condicionado, em parte, à limitação do modelo em representar profundidades maiores que cerca de 5500 metros, impedindo dessa forma, a representação de escoamentos mais profundos que esse limite. Por outro lado, esse comportamento pode estar associado à mistura dessa massa d'água e ganho de temperatura, impedindo a identificação dela de acordo com os índices escolhidos.

Tabela VI: Identificação das massas d'água representadas em cada seção com base no experimento controle.

Seção monitorada	Massa(s) d'água encontrada(s)		
	AIA	APAN	AFA
MG		X	
ML		X	
50°N		X	
24°N		X	
25°S	X	X	
Drake	X		
AF-AA	X	X	X

5.6. ESTIMATIVAS DOS PARÂMETROS ANALISADOS

Os transportes advectivos de calor (TC) e volume (TV) foram estimados em seções zonais e meridionais anteriormente definidas. Esses parâmetros foram obtidos aplicando-se as Equações 1 e 2. Para as seções zonais (meridionais), transportes com valores positivos indicam fluxo para norte (leste) e transportes com valores negativos indicam fluxo para sul (oeste).

$$TC = \rho \cdot c_p \int_0^L \int_{-h(z)}^0 v \theta dz dx$$

Equação 1

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

Equação 2

Onde:

TC – Transporte de Calor

TV - Transporte de volume

v - Representa a componente da velocidade normal à seção

L – Limite da dimensão lateral

-h(z) – Limite da dimensão vertical

z - Dimensão vertical

x - Dimensão lateral

ρ - Densidade da água do mar

θ - Temperatura potencial

c_p - Calor específico da água do mar.

As anomalias referentes às propriedades avaliadas anteriormente também foram estimadas à partir da diferença entre os experimentos anômalo e controle (Equação 3). Para fluxos positivos (negativos), anomalias positivas indicam intensificação (desintensificação) e anomalias negativas indicam desintensificação (intensificação).

$$\text{Anomalia} = \phi_{\text{anômalo}} - \phi_{\text{controle}} \quad \text{Equação 3}$$

Onde ϕ é a propriedade considerada.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesse capítulo são apresentados os resultados e análises dos experimentos realizados. O item 6.1 expõe uma breve discussão a respeito do clima oceânico obtido pelo modelo através do experimento controle. Após essa descrição, os resultados do experimento anômalo e suas análises comparativas em relação ao experimento controle são apresentados no item 6.2.

6.1. EXPERIMENTO CONTROLE

O experimento controle atingiu satisfatoriamente os objetivos propostos, apresentando, nos primeiros anos de integração, um ciclo sazonal bem definido e um clima oceânico que representa os principais fenômenos de grande e média escala. Apesar disso, optou-se por integrar o modelo por 30 anos para minimizar quaisquer efeitos de

menor escala ou frequência. A Figura 16 representa a série temporal da energia cinética integrada no sistema oceânico para todo o período de integração. Como dito anteriormente, observa-se que o experimento controle apresenta um ciclo sazonal bem definido já nos primeiros anos de integração, o qual relaciona-se com a variação sazonal dos forçantes nas condições de contorno. Apesar disso, observa-se claramente um aumento da energia cinética ao longo dos anos de integração, o que pode ser confirmado pela linha de tendência total. Entretanto, a partir da taxa de crescimento anual, observa-se uma mudança de comportamento da curva após o 25º ano de integração. De fato, observa-se na Figura 17, que representa a taxa de crescimento anual da energia cinética, apresentada na Figura 16. Observa-se que, de maneira geral, a série apresenta crescimento até o 27º ano de integração, após esse ponto há uma tendência de queda na curva. Devido à esse comportamento, optou-se por avaliar o experimento controle baseado em seu último ano de integração.

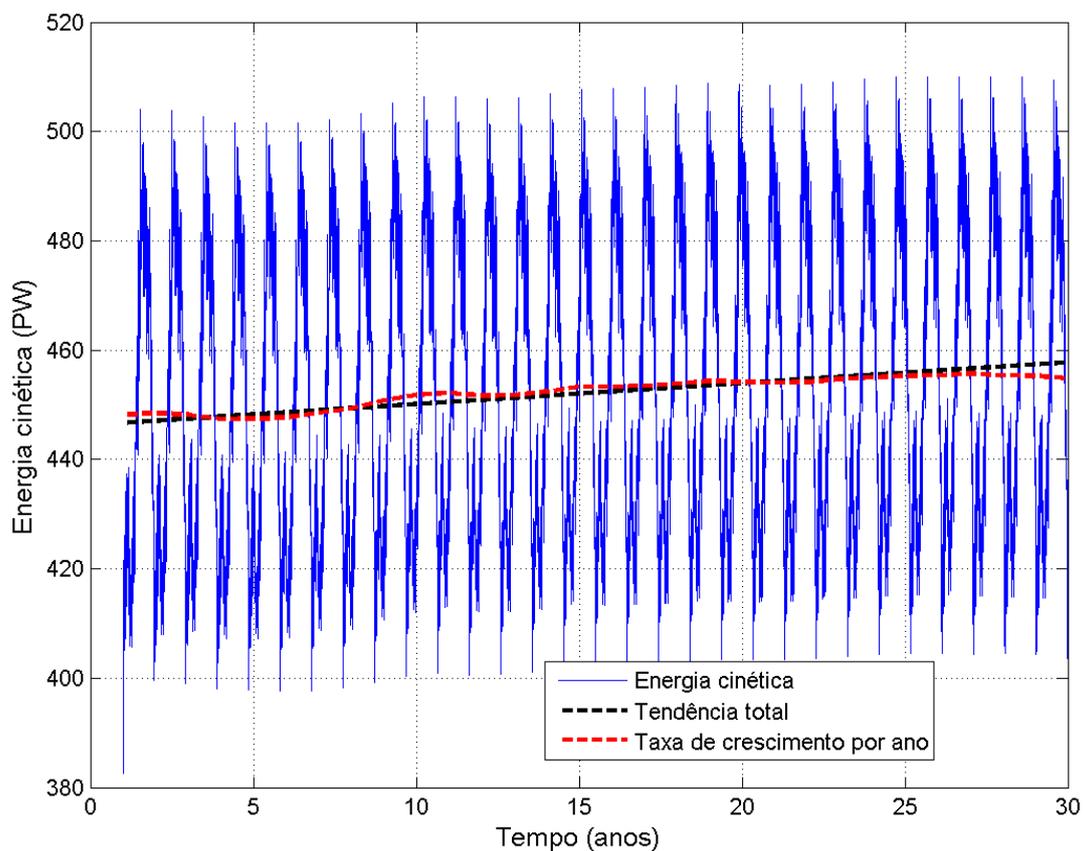


Figura 16: Série temporal da energia cinética integrada no sistema em PW (1 PW = 1015 W) para os 30 anos de integração.

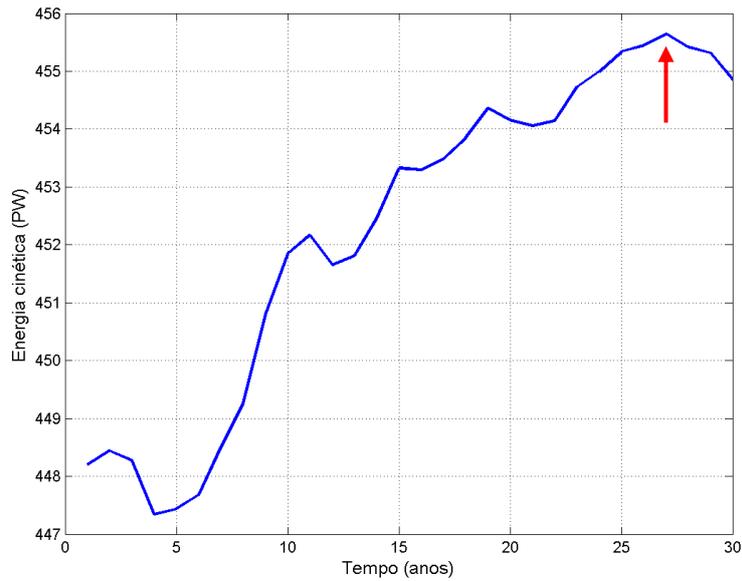


Figura 17: Série temporal da taxa de crescimento da energia cinética integrada no sistema em PW (1 PW = 1015 W) para os 30 anos de integração.

A Figura 18 representa o ciclo anual do fluxo de calor resultante integrado na superfície do oceano global e separado por hemisfério, obtido através dos forçantes de condição de contorno descritas nos itens 5.3.1.2.1 e 5.3.1.3. Observa-se nessa figura que o ciclo anual do fluxo de calor por hemisfério apresenta maiores valores no verão e menores valores no inverno e que o ciclo global é dominado pelo ciclo do Hemisfério Sul, apresentando maiores valores no verão austral e menores valores no inverno austral, assim como observado por ASSAD (2006).

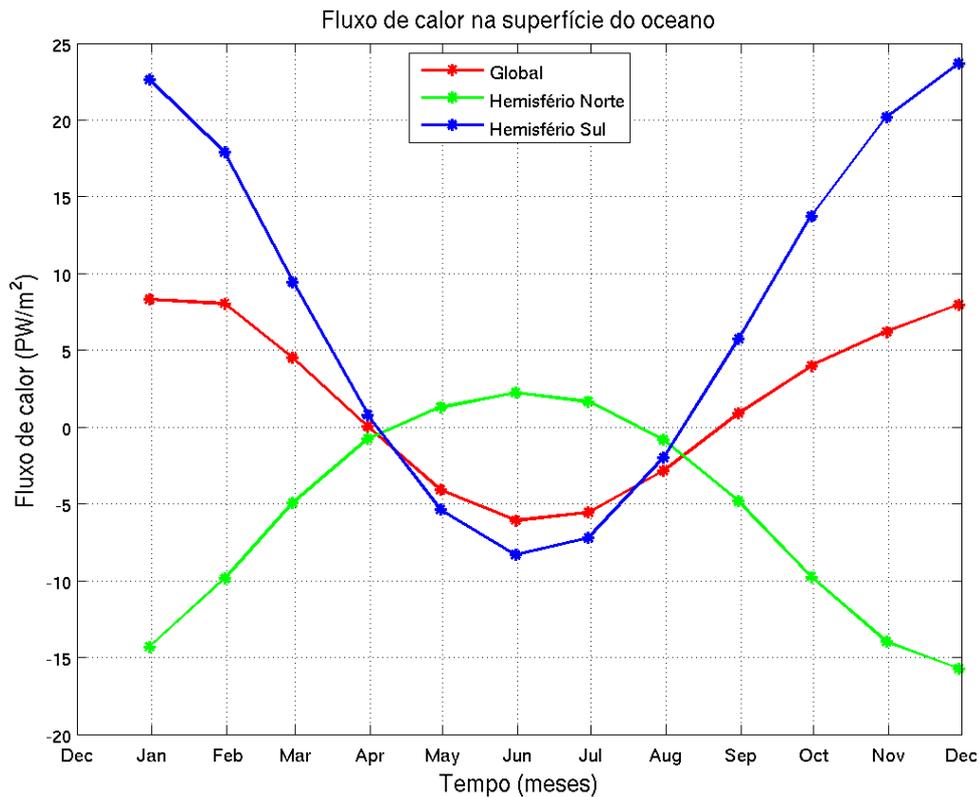


Figura 18: Ciclo anual do fluxo de calor resultante integrado na superfície do oceano.

A Figura 19, representa o campo de temperatura superficial a uma profundidade de 5 metros do experimento controle na região da CBM no verão e inverno. Observa-se que as maiores temperaturas são provenientes da CB, enquanto que as menores são provenientes da CM e que a Confluência ocorre entre cerca de 36°S e 38°S, como descrito por CAMPOS *et al.* (1999). Ainda segundo o autor, esse encontro localiza-se mais a sul no verão, fortalecido pela CB e mais a norte no inverno, fortalecido pela CM, influenciado pelo campo de ventos local.

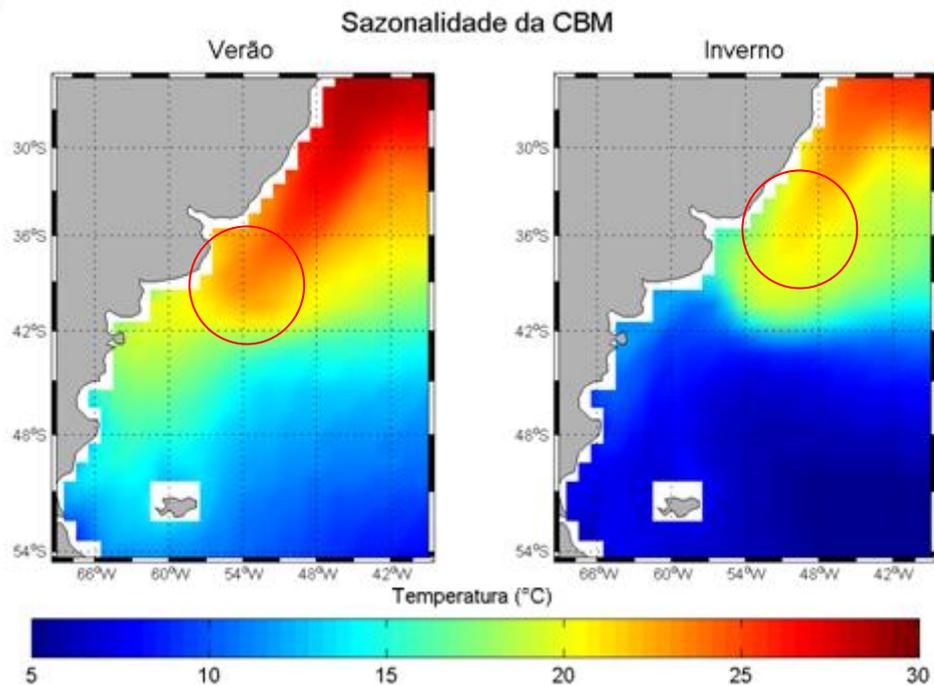


Figura 19: Representação da sazonalidade da Confluência Brasil Malvinas de acordo com o campo de temperatura do primeiro nível vertical a partir dos resultados do experimento controle. A figura a esquerda representa o campo no verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e a figura à direita representa o campo no inverno (junho, julho e agosto).

A Figura 20a representa o campo de corrente médio nos primeiros 100 metros de profundidade da CB a largo da costa brasileira para o caso controle. Observa-se a bifurcação do ramo sul da CSE para a formação da CB na latitude próxima à 15°S, o que está de acordo com STRAMMA; ENGLAND (1999). A Figura 20b representa o campo de corrente superficial médio do AN para o caso controle. Observam-se as mesmas feições descritas no item 4.1.1, algumas delas incluem parte do Sistema Equatorial de Correntes, que contribuem para a formação da CNB (PICKARD, 1974) e a Corrente de Contorno Oeste da América do Norte, a CG (PICKARD, 1974; STEWART, 2008).

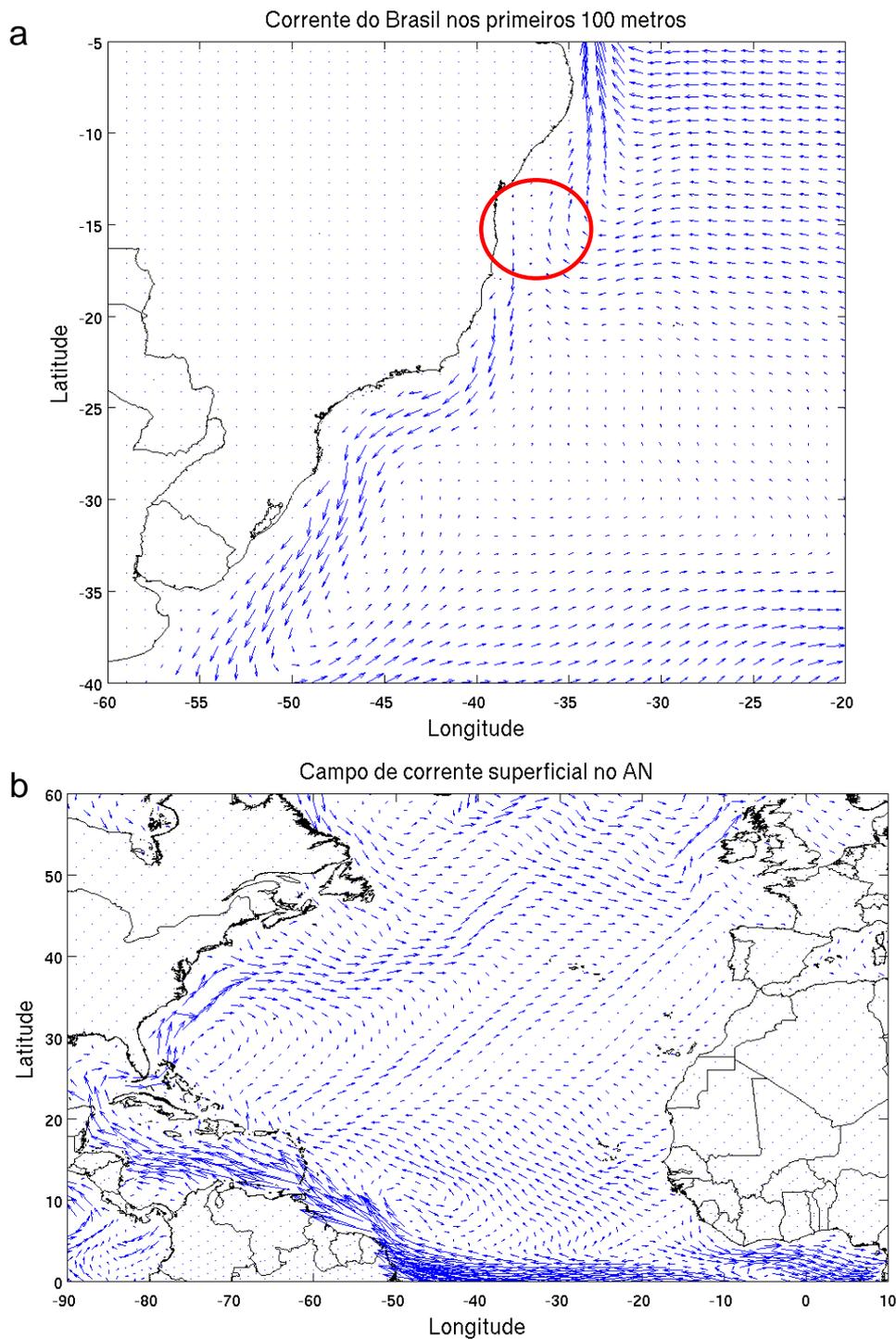


Figura 20: a - Campo médio da Corrente do Brasil ao largo da costa brasileira nos primeiros 100 metros de profundidade. b - Campo médio de corrente superficial do oceano Atlântico Norte.

A Figura 21 apresenta o campo do TV na seção do Drake. Observa-se, que todo o fluxo desloca-se para leste, associado à CCA (PICKARD, 1974; KAMPEL; SILVA JR., 1996; CLARKE *et al.*, 2001; RUSSEL, 2006). O perfil do escoamento encon-

trado é semelhante aos resultados encontrados por Assad (2006). O TV integrado nessa seção é de $136,7 \pm 11,2$ Sv, tem sentido leste, e está de acordo com RINTOUL (1991), GANACHAUD; WUNSCH (2000), CUNNINGHAM *et al.* (2003), STAMMER *et al.* (2003) e ASSAD *et al.* (2009b), os quais obtiveram valores de $130 \pm 13,0$ Sv, $140 \pm 6,0$ Sv, $134 \pm 11,2$ Sv, 124 ± 5 Sv e $141,3 \pm 11,1$ Sv, respectivamente para essa seção.

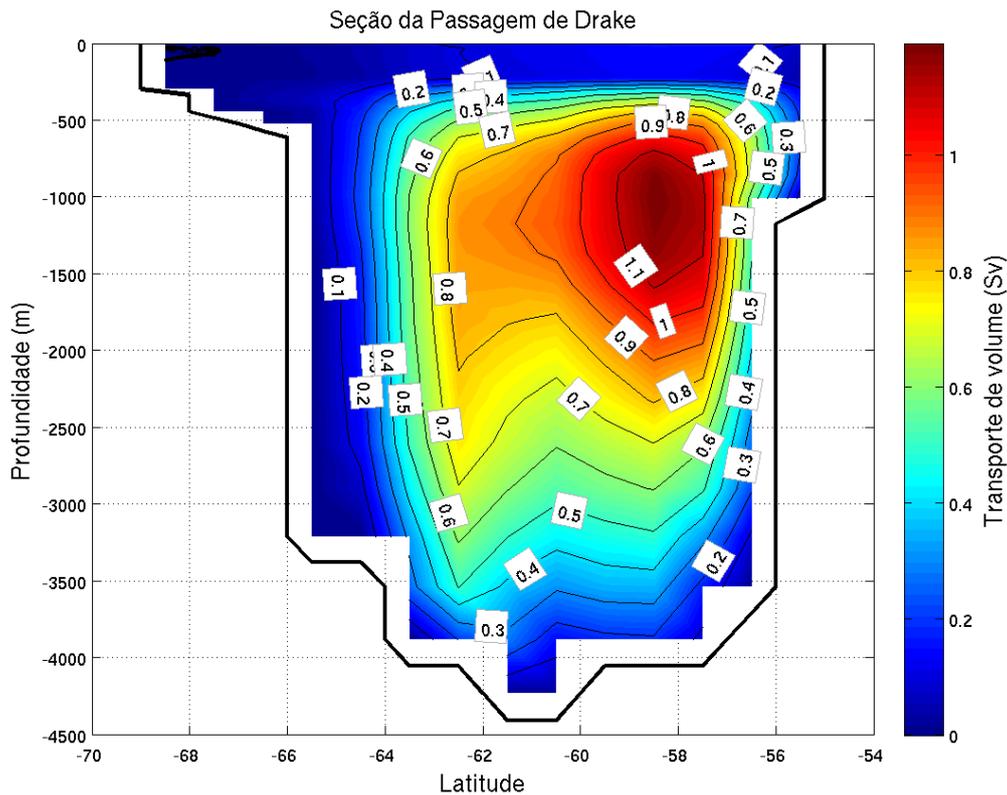


Figura 21: Campo de transporte de volume médio para um ano em um corte meridional em 70° W representando a região da Passagem de Drake.

A Figura 22 apresenta o campo do TV na seção AF-AA. Semelhante aos resultados encontrados por Assad (2006), o TV nessa seção também apresenta um fluxo central para leste intenso, caracterizado pelo escoamento da CCA e fluxos adjacentes para oeste menos intensos. Entretanto, o fluxo para oeste, mais próximo ao continente africano representa a injeção de águas proveniente da Retroflexão da Corrente das Agulhas (REID, 1989; PETERSON; STRAMMA, 1991; GORDON, 2003; BIASTOCH *et al.*, 2009; BEAL *et al.*, 2011). O valor do TV integrado nessa seção é de $137,3 \pm 10,5$ Sv com sentido leste, que também está de acordo com os resultados de STAMMER *et al.* (*op. cit.*) e ASSAD *et al.* (*op. cit.*) que encontraram valores para essa seção de 124 ± 6 Sv e $143.9 \pm 10,8$ Sv, respectivamente.

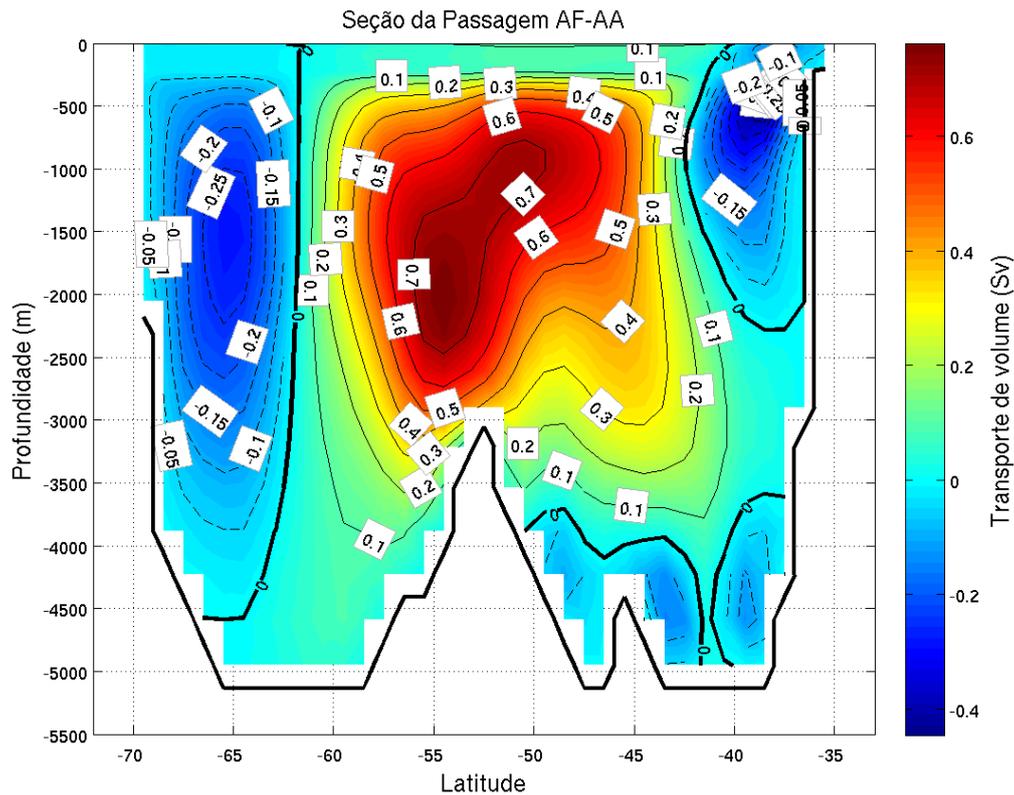


Figura 22: Campo de transporte de volume médio para um ano em um corte meridional em 20°E representando a região da Passagem entre a África e a Antártida.

Adicionalmente, o TC integrado na seção 25°S tem valor $0,8825 \pm 0,006869$ e desloca-se para norte. Esse resultado corrobora os estudos que caracterizam o oceano AS como um transportador de calor para o oceano AN (RINTOUL, 1991; CAMPOS *et al.*, 1999; GANACHAUD; WUNSCH, 2000; ASSAD *et al.*, 2009b; BERNEM *et al.*, 2010).

Através das análises acima realizadas, constata-se que o experimento controle obteve êxito em gerar um clima oceânico com ciclos sazonais bem definidos já no início da integração, apesar do mesmo ter sido integrado por 30 anos. Desses, foi utilizado o último ano de integração como parâmetro de comparação com o experimento anômalo.

6.2. EXPERIMENTO ANÔMALO

Os itens seguintes descrevem as análises do experimento anômalo e sua relação com o experimento controle nas seções selecionadas (item 5.4) e globalmente através das anomalias (Equação 3) das propriedades analisadas (item 5.6).

6.2.1. SEÇÃO 22°W

A Figura 23 representa a seção 22°W com as respectivas isopicnais de topo das massas d'água monitoradas em cada caso. Ressalta-se que apesar de terem sido usados os índices de temperatura, salinidade e densidade para isolar cada massa d'água estudada, a análise a seguir tem por objetivo levantar hipóteses sobre o comportamento de cada massa d'água, o que será investigado mais profundamente através das análises do TV e TC em cada seção.

Observa-se que a AIA ocupa porções intermediárias em médias e baixas latitudes nos oceanos, enquanto que em regiões temperadas e polares, tende a ocupar porções mais superficiais, uma vez que a AIA afunda próximo à Frente Polar Antártica (TOMCZAK; GODFREY, 1994) e atinge profundidades menores nas altas latitudes do AN (RINTOUL, 1991; SCHMITZ; MCCARTNEY, 1993). A APAN ocupa uma posição abaixo da AIA em médias e baixas latitudes, enquanto que, próximo à sua região de formação, em altas latitudes no AN, ocorre em regiões mais superficiais onde subducta e encontra equilíbrio em regiões profundas, atravessando o OA em direção ao AS onde eventualmente perde densidade e atinge regiões mais rasas (TOMCZAK; GODFREY, 1994).

Como explicitado na Tabela IV, a isopicnal de topo da AFA corresponde aos índices termohalinos de espalhamento da mesma pelo OA. Dessa forma, observa-se, na Figura 23 que ela aparece no AS em latitudes próximas de 50°S. A partir desse ponto, a AFA espalha-se por todo o assoalho oceânico até perder profundidade e ocupar águas mais superficiais no AN temperado (SCHMITZ; MCCARTNEY 1993; SCHMITZ, 1996; TOMCZAK; GODFREY, 1994).

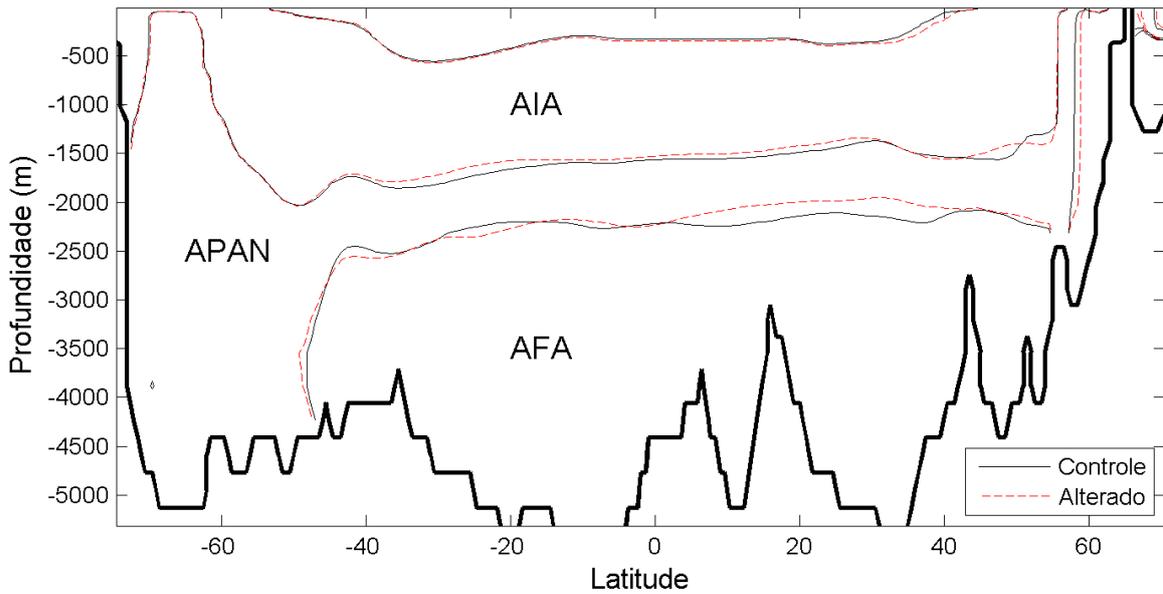


Figura 23: Representação da seção 22°W com as isopicnais de topo da AIA, APAN e AFA, respectivamente da superfície até o fundo no experimento controle e no experimento anômalo.

A Figura 24 representa um detalhamento da Figura 23, entre as latitudes 40°N e 70°N (a) e entre as latitudes 30°S e 75°S (b). Observa-se em (a) que a isopicnal do topo da AFA desloca-se para norte entre as latitudes 55°N e 60°N no experimento anômalo, o que indica que a região de formação da APAN passou a ocupar uma área mais abrangente. Esse resultado deve-se ao degelo nas altas latitudes do hemisfério norte, o que expôs à atmosfera, áreas que anteriormente eram cobertas por gelo. Já em (b) observa-se que o topo da AFA abrange uma área maior no experimento anômalo, o que pode indicar uma intensificação na formação dessa massa d'água e/ou uma desintensificação na formação da APAN, o que deixaria uma região maior à ser ocupada pela AFA.

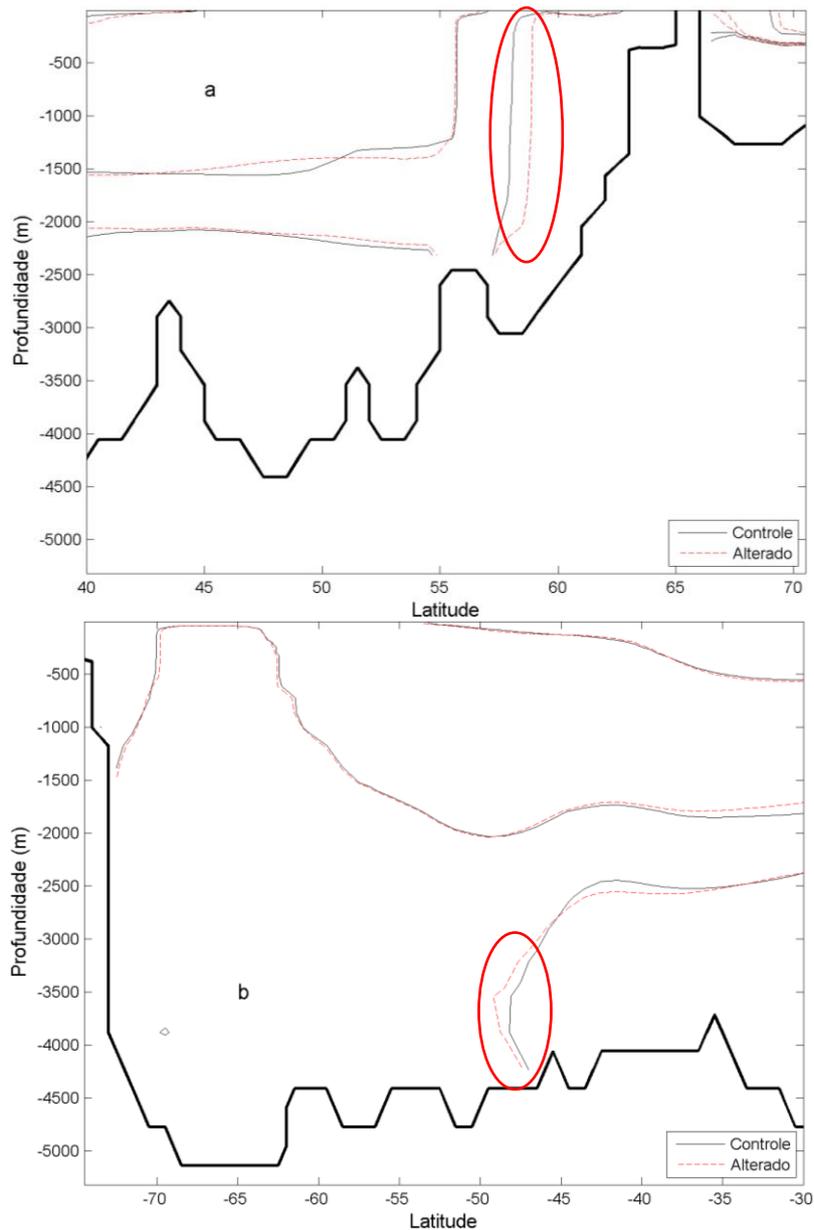


Figura 24: Detalhamento da Figura 23, a - entre as latitudes 40°N e 70°N e b – entre as latitudes 30°S e 75°S.

A Figura 25 representa o campo de velocidades verticais com as isopicnais de cada massa d'água na seção 22°W em detalhe para as latitudes 50°N a 70°N. Valores positivos denotam movimento em direção à superfície e valores negativos denotam movimento em direção ao fundo. Em (a) está representado o campo para o experimento controle, em (b) o campo para o experimento anômalo e em (c) o campo da anomalia. Observa-se um núcleo de movimento descendente próximo à latitude 56°N que pode estar associado ao afundamento da APAN após o seu processo de formação. Esse núcleo possui velocidades máximas entre 1500 e 2000 metros de profundidade.

Adjacente a esse núcleo negativo, observa-se um núcleo de movimento ascendente que é intensificado no experimento anômalo. Esse núcleo pode estar associado à águas provenientes da AFA que, à medida que se espalham pelo OA misturam-se às águas adjacentes e tendem a perder suas propriedades. À medida que se aproximam do oceano Ártico, essas águas tendem a ficar menos densas e contribuem, juntamente com a AIA na formação da APAN, como descrito por SCHMITZ; McCARTNEY (1993); TOMCZAK; GODFREY (1994) e SCHMITZ (1996). Dessa forma, a intensificação desse núcleo positivo sugere uma intensificação da AFA.

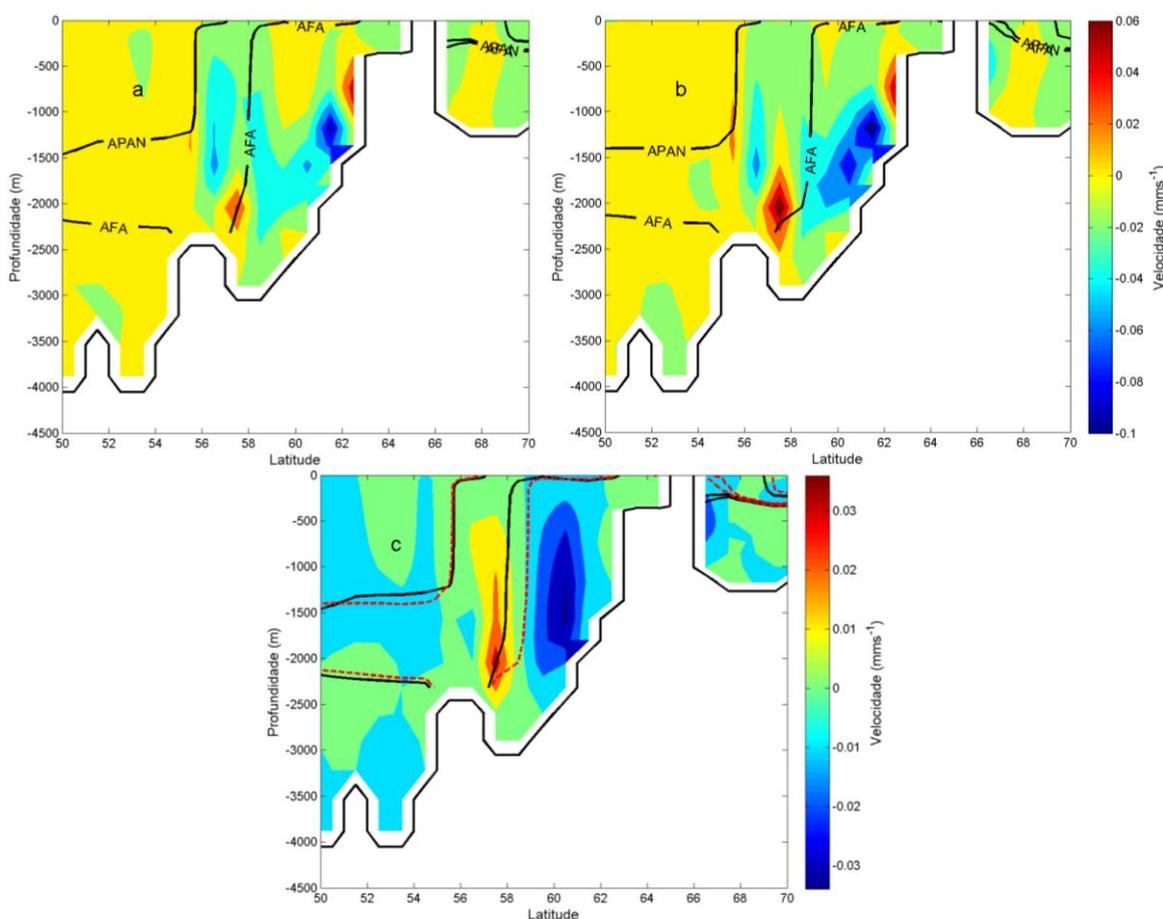


Figura 25: Campo de velocidades verticais na porção norte da seção 22°W para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. As isopicnais em a e b referem-se ao topo das massas d’água. As isopicnais em c na cor preta referem-se ao topo das massas d’água no experimento controle, já as isopicnais na cor vermelha tracejada referem-se ao topo das massas d’água no experimento anômalo. Velocidades positivas indicam fluxo ascendente e velocidades negativas indicam fluxo descendente.

A Figura 26 representa o campo de velocidades verticais com as isopicnais de cada massa d’água na seção 22°W em detalhe para as latitudes 60°S a 74°S. Em (a)

está representado o campo para o experimento controle, em (b) o campo para o experimento anômalo e em (c) o campo da anomalia. Observa-se intensificação nas velocidades descendentes no experimento anômalo em relação ao experimento controle, salientado pela circunferência de cor vermelha. Esse comportamento sugere intensificação na formação da AFA nessa região e corrobora o comportamento observado na Figura 25.

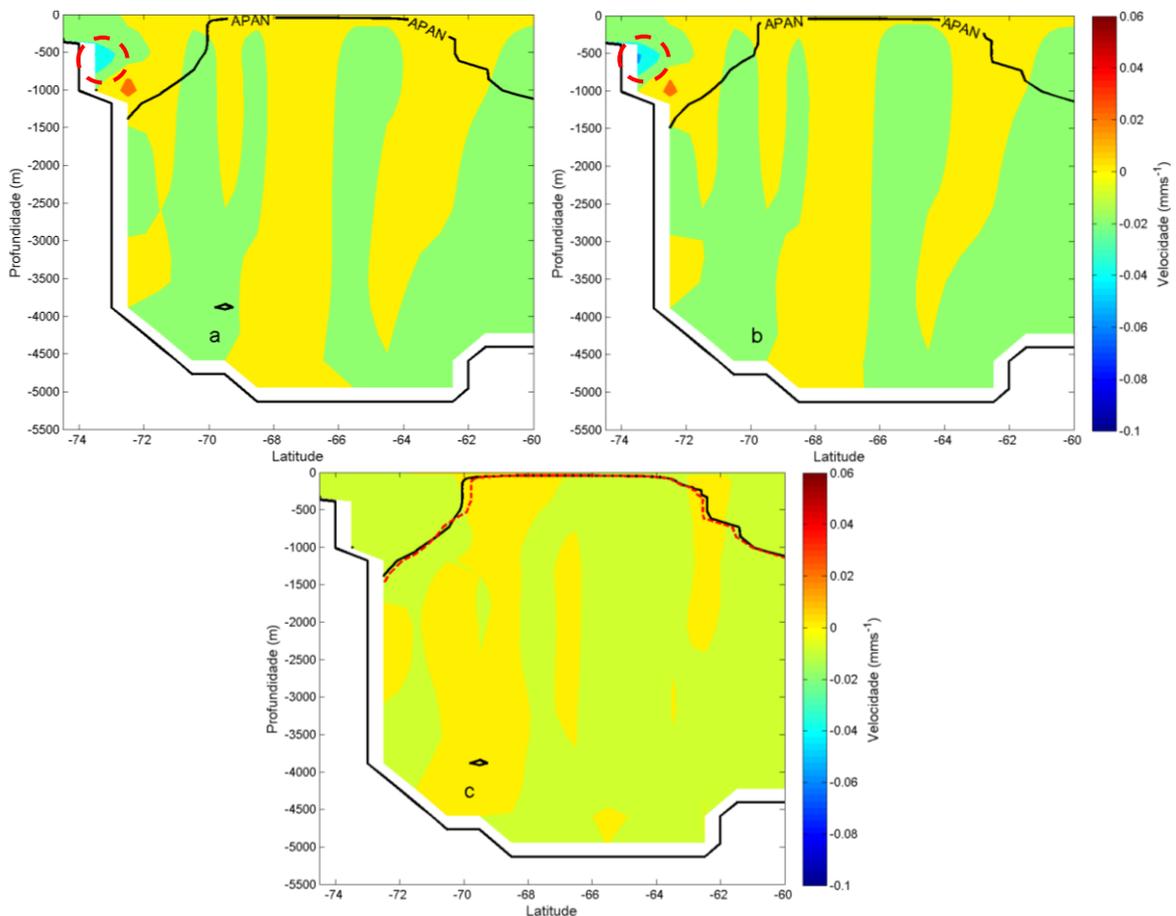


Figura 26: Campo de velocidades verticais na porção sul da seção 22°W para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. As isopicnais em a e b referem-se ao topo das massas d’água. As isopicnais em c na cor preta referem-se ao topo das massas d’água no experimento controle, já as isopicnais na cor vermelha tracejada referem-se ao topo das massas d’água no experimento anômalo. Velocidades positivas indicam fluxo ascendente e velocidades negativas indicam fluxo descendente.

6.2.2. SEÇÕES MG, ML E 50°N

Nesse item, foram analisados os TV e TC de algumas seções no extremo norte do AN. A Figura 27 apresenta parte da área de estudo com as seções MG, ML e 50°N, analisadas a seguir.

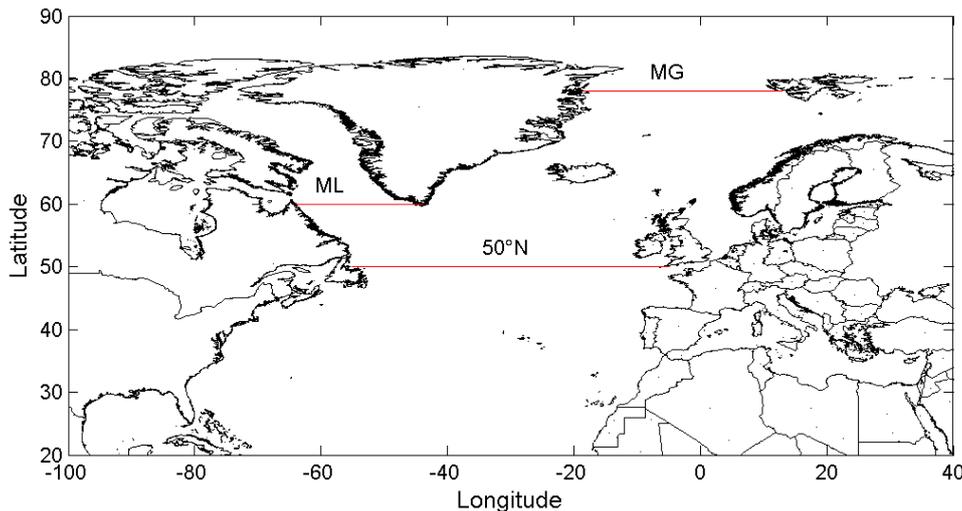


Figura 27: Área de estudo com as seções MG, ML e 50°N.

6.2.2.1. TRANSPORTE DE VOLUME

A Figura 28 representa o TV na seção MG. O escoamento da seção segue o esquema de COLLING (1989), com fluxos para norte à leste e fluxos para sul à oeste da seção. Observa-se, no retângulo tracejado, que há desintensificação no fluxo para norte, à leste da reta e intensificação no fluxo para sul, à oeste da reta em profundidades maiores que 1000 metros. Esse comportamento indica menor aporte de águas para a região. Entretanto, há um fortalecimento do fluxo para sul, associado à APAN, indicando que o enfraquecimento do TV para norte não foi determinante para o fluxo para sul em profundidades maiores que 1000 metros, e pode ter influenciado por esse escoamento em profundidades menores que 1000 metros. De fato, é o que se observa nos valores do TV integrado nos experimentos controle e anômalo na Tabela VII, que exhibe os valores do TV integrado em cada experimento para cada seção. A intensificação do fluxo para sul pode estar associado ao maior aporte da AA, pelo estreito de Fram, importante componente para a formação da APAN nessa região (COLLING 1989). Observa-se ainda nessa tabela que o TV integrado tem sentido sul, associado ao transporte da APAN.

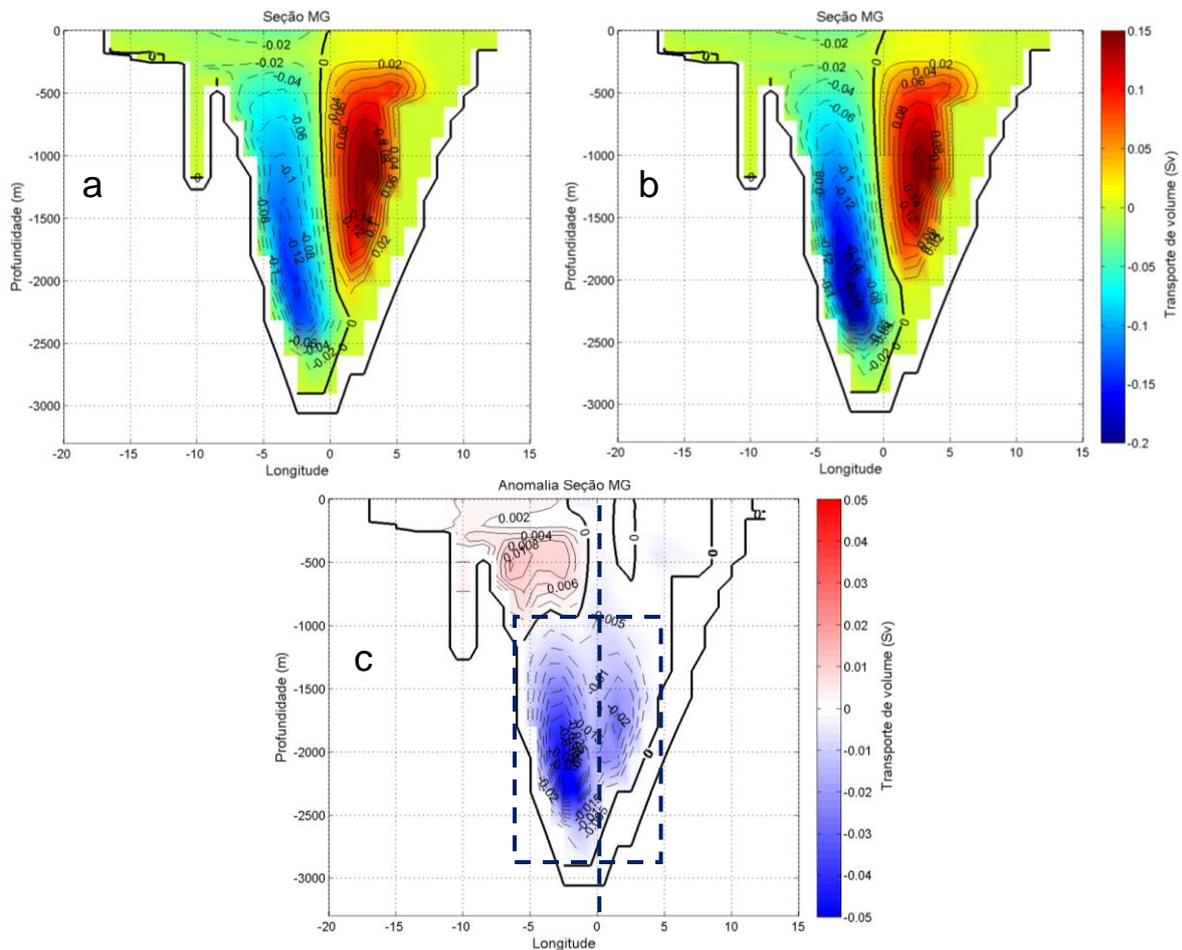


Figura 28: Campo do TV na seção MG para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

Tabela VII: TV médio integrado com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.

SEÇÕES	CONTROLE	ALTERADO
MG	$-3,399 \pm 0,08519$	$-3,482 \pm 0,07825$
ML	$-0,6648 \pm 0,002915$	$-0,7166 \pm 0,003041$
50°N	$-0,8051 \pm 0,0503$	$-0,8001 \pm 0,04916$
24°N	$-36,47 \pm 0,9717$	$-34,67 \pm 0,8711$
25°S	$-0,4518 \pm 0,3035$	$-0,4623 \pm 0,3039$
Drake	$136,7 \pm 11,19$	$131,1 \pm 11,22$
AF-AA	$137,3 \pm 10,52$	$131,7 \pm 10,51$

A Tabela VIII exibe os valores do TV por massa d'água em cada experimento para cada seção. Observa-se na seção MG que o TV associado à APAN desloca-se para norte nessa seção. Isso ocorre, pois a APAN nessa seção foi encontrada em ambos os escoamentos; para norte e para sul. Entretanto, os transportes para norte associados à APAN são mais intensos que os transportes para sul e, por isso, o TV associado à APAN nessa seção desloca-se para norte. Observa-se ainda que o TV da APAN nessa seção é desintensificado.

Tabela VIII: TV médio por massa d'água com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.

SEÇÕES	MASSAS D'ÁGUA	CONTROLE	ALTERADO
MG	APAN	0,7496 ± 0,1132	0,3773 ± 0,1384
ML	APAN	-4,365 ± 4,541	-1,676 ± 0,2414
50°N	APAN	-3,102 ± 1,093	-2,259 ± 0,03971
24°N	APAN	-8,048 ± 0,3342	-
25°S	AIA	0,2213 ± 0,06554	0,667 ± 0,07294
	APAN	-1,646 ± 0,2860	-0,005652 ± 0,06951
DRAKE	AIA	27,48 ± 3,095	25,68 ± 1,777
	AIA	29,11 ± 0,6943	30,39 ± 0,5370
AF-AA	APAN	25,83 ± 0,8121	26,52 ± 1,185
	AFA	-0,1503 ± 0,1899	-

A Figura 29 representa o TV na seção ML. O escoamento dessa seção, assim como na seção MG, também segue o esquema de COLLING (1989). Para essa seção, observa-se desintensificação em ambos os escoamentos da bacia, indicando menor aporte de águas para a região e, conseqüentemente, menor formação da APAN. Entretanto, na Tabela VII observa-se um comportamento de intensificação do TV integrado que tem sentido sul e está associado, em grande parte, ao transporte da APAN. Esse comportamento pode estar associado ao surgimento de um escoamento para sul no experimento anômalo que não existia no caso controle. Traçando-se uma reta pelo meridiano 56°W (Figura 29), observa-se na Figura 29b que o escoamento para sul ocupa uma extensão maior do que na Figura 29a e, na Figura 29c, há anomalias negativas a leste da linha do zero, o que indica tanto intensificação do escoamento para sul surgido no caso anômalo quanto desintensificação do escoamento para norte, o que contribuiu para a intensificação do TV integrado para sul nessa seção.

Entretanto, através da Tabela VIII observa-se que o TV associado à APAN é desintensificado no experimento anômalo. Esse comportamento pode estar relacionado à desintensificação do TV com fluxo para norte, causando menor aporte de águas para a região.

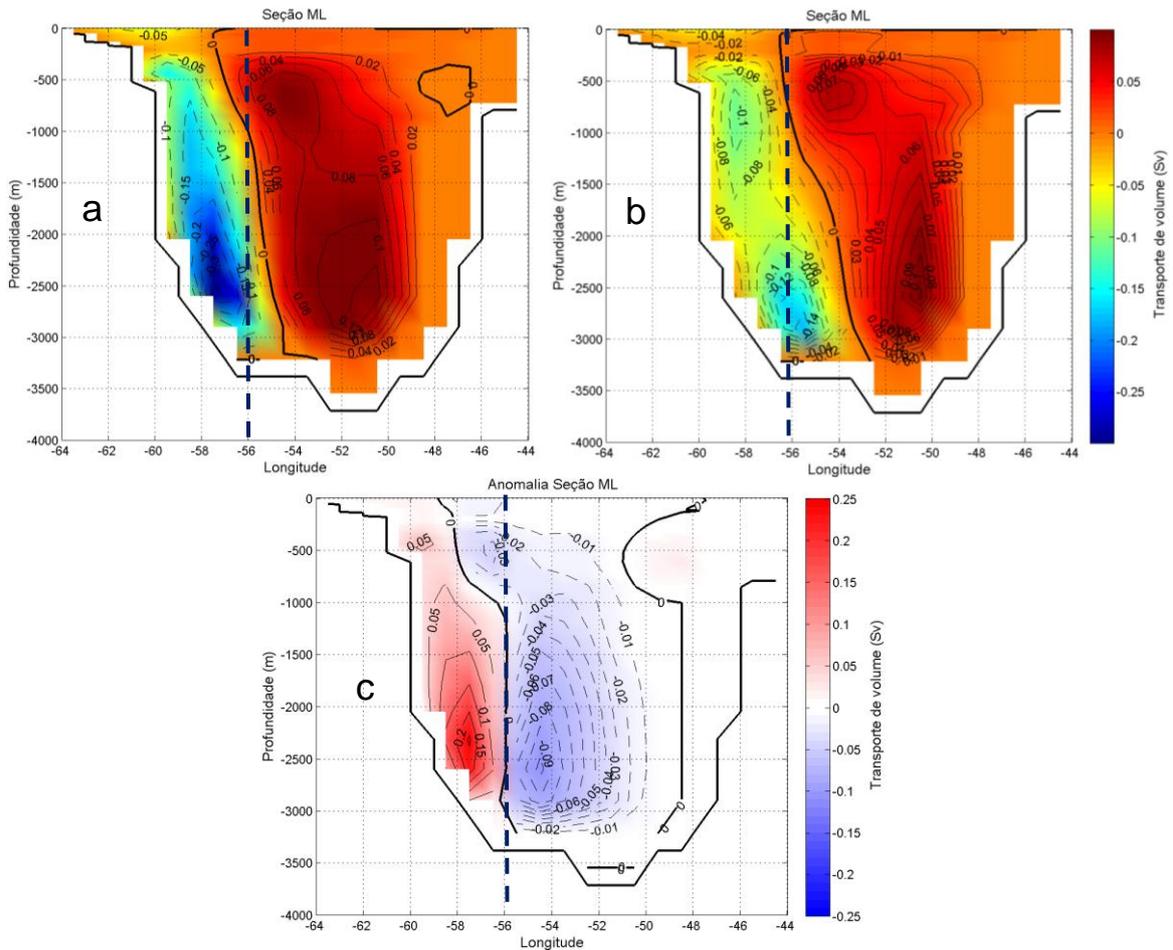


Figura 29: Campo do TV na seção ML para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

A Figura 30 representa o TV na seção 50°N. Para essa seção, observa-se um padrão de desintensificação no escoamento para sul na parte mais a oeste da seção. Para o restante da área, não há um padrão definido. Entretanto, observa-se na Tabela VII que há desintensificação do TV integrado e que este desloca-se para sul, associado à APAN. Portanto, a desintensificação pode estar associada à um enfraquecimento no transporte dessa massa d'água. De fato, é o que se observa na Tabela VIII, que exhibe desintensificação do TV associado à APAN no experimento anômalo.

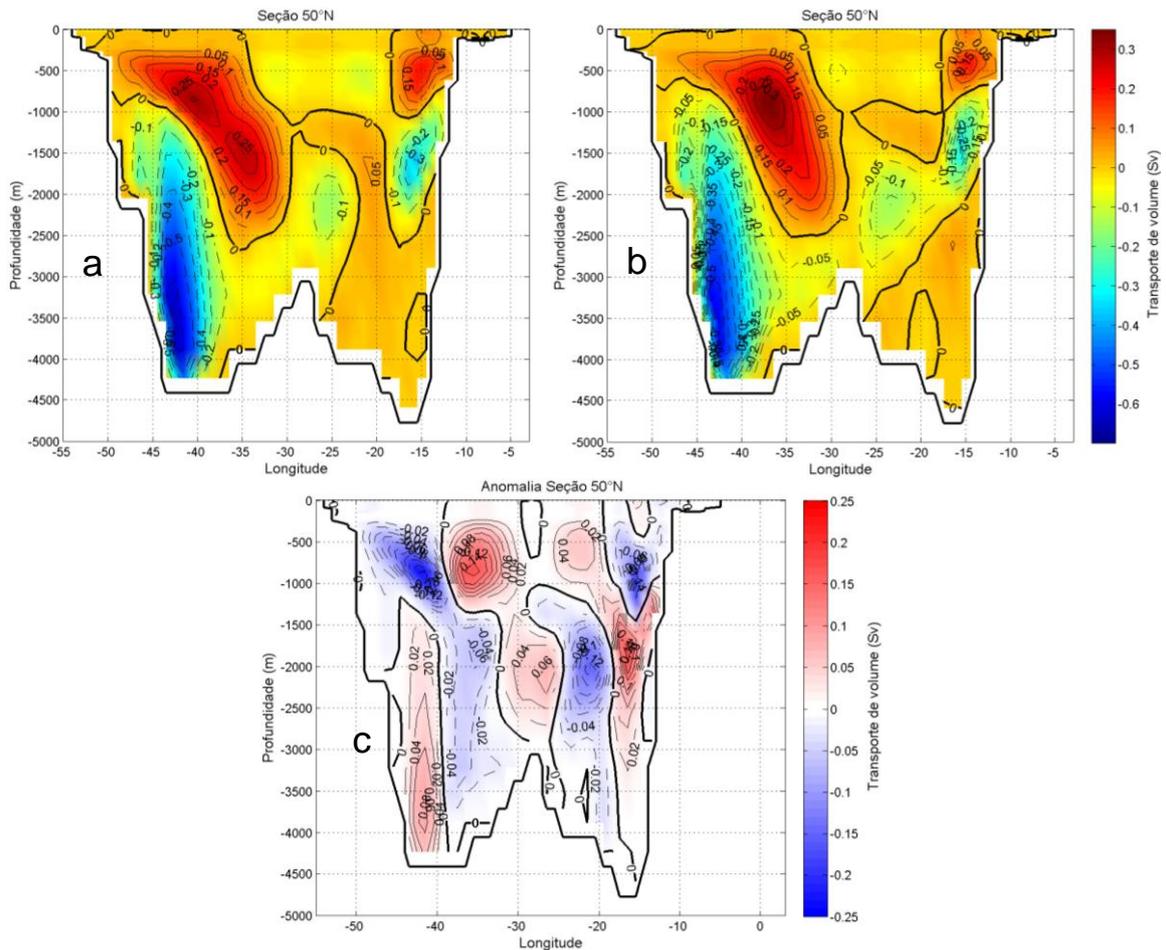


Figura 30: Campo do TV na seção 50°N para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

A Figura 31a representa o diagrama do TV integrado no experimento controle e a anomalia do TV para as três seções analisadas anteriormente. Observa-se que nas seções MG e ML há aumento do TV integrado de 2,44% e 7,79%, respectivamente e que na seção 50°N há diminuição de 0,6%. A diminuição do TV integrado nessa seção está relacionada à diminuição de 27,18% do TV da APAN nessa seção (Figura 31b). Apesar de haver aumento do TV integrado nas seções MG e ML, observa-se diminuição de 49,67% e 61,60%, respectivamente do TV associado à APAN, o que ocasionou a diminuição do TV da APAN na seção 50°N.

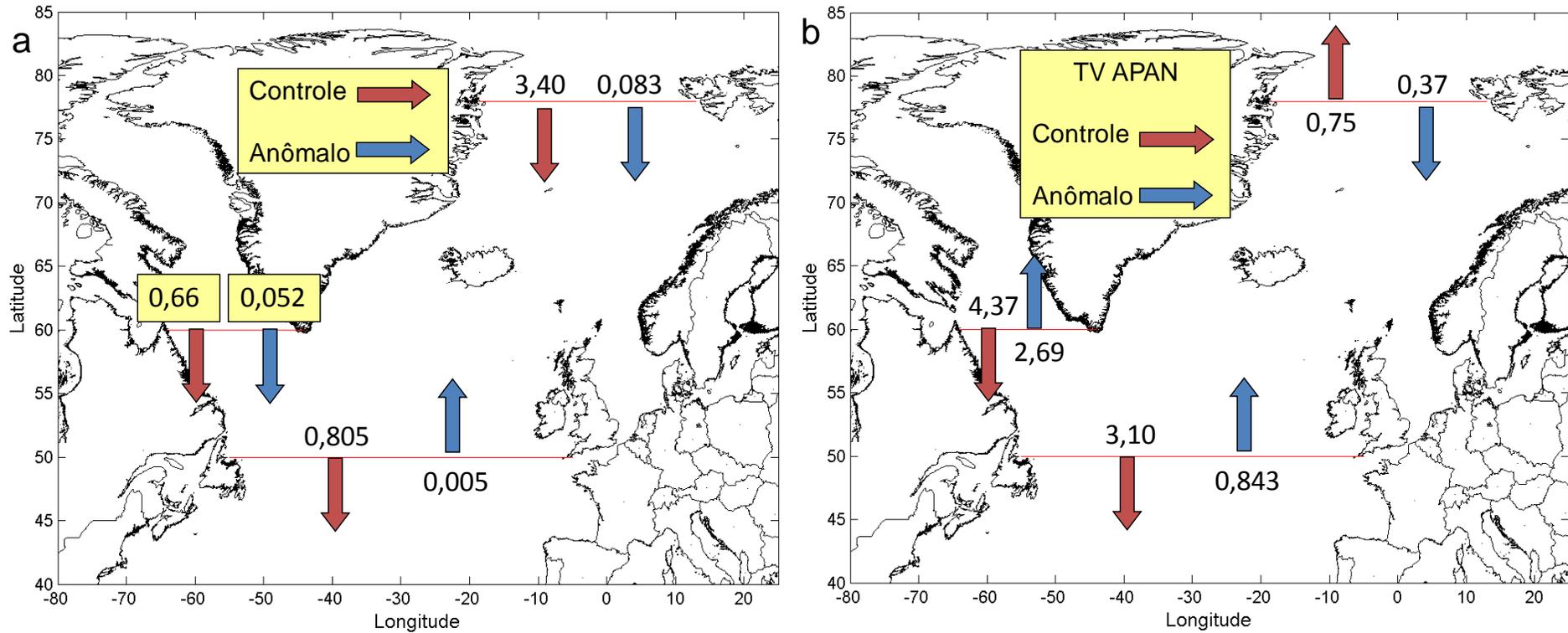


Figura 31: a - Anomalia TV integrado em toda a coluna d'água em Sv. b - Anomalia do TV para a APAN em Sv. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam a anomalia.

6.2.2.2. TRANSPORTE DE CALOR

A Figura 32 apresenta o campo do TC na seção MG. O TC possui o mesmo perfil de escoamento que o TV nos casos simulados (Figura 28). Entretanto, o comportamento da anomalia não é o mesmo (Figura 32c). Traçando-se uma reta no meridiano de 0° , observam-se anomalias negativas a oeste dela em profundidades maiores que 500m, sugerindo intensificação do fluxo para sul associado à APAN, anomalias negativas a leste da reta até a linha do zero, aproximadamente entre 1500m e 2500m, indicando desintensificação do fluxo para norte a leste da linha do zero nas Figura 32a e b e anomalias positivas a leste da linha do zero até cerca de 1500m, indicando intensificação do fluxo para norte nessa seção. A oeste da reta, em profundidades menores que 500m não há um padrão definido.

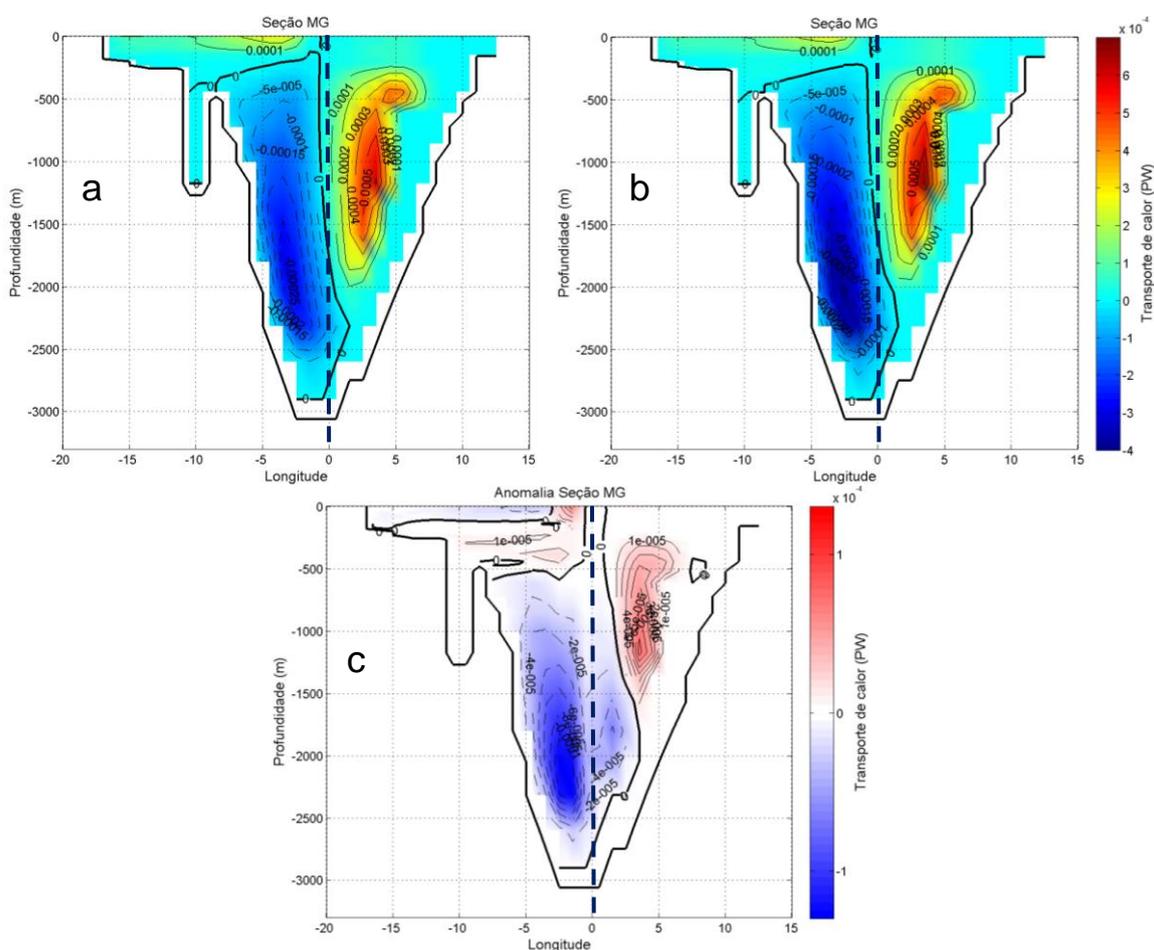


Figura 32: Campo do TC na seção MG para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

Na Tabela IX, que exibe os valores do TC integrado em cada experimento para cada seção, observa-se que há desintensificação no TC integrado na seção MG. Além

disso, é importante salientar que, ao contrário do TV integrado, que possui fluxo para sul, o TC integrado tem sentido norte, o que indica que as correntes que atravessam essa seção em sentido norte possuem mais calor estocado que as correntes que atravessam em sentido sul. Esse comportamento tem relação com o fato do AN receber águas quentes e salinas do AS (PETERSON; STRAMMA, 1991; MANABE; STOUFFER, 1995), uma vez que o AS é exportador de calor para o AN (PETERSON; STRAMMA, 1991; RINTOUL, 1991; CAMPOS *et al.*, 1999; STRAMMA; SCHOTT, 1999; GANACHAUD; WUNSCH, 2000; STOUFFER *et al.*, 2006b; STEWART, 2008; ASSAD *et al.*, 2009b; BERNEM *et al.*, 2010). Dessa forma, a diminuição do TC integrado está associado com as correntes provenientes do AS.

Tabela IX: TC médio integrado com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.

SEÇÕES	CONTROLE	ALTERADO
MG	$0,04154 \pm 2,168 \cdot 10^{-5}$	$0,04071 \pm 2,863 \cdot 10^{-5}$
ML	$0,04003 \pm 1,692 \cdot 10^{-4}$	$0,02882 \pm 3,091 \cdot 10^{-6}$
50°N	$0,6374 \pm 5,942 \cdot 10^{-4}$	$0,6699 \pm 2,667 \cdot 10^{-4}$
24°N	$-0,7759 \pm 0,01062$	$-0,6423 \pm 0,009735$
25°S	$0,8825 \pm 0,006869$	$0,9173 \pm 0,007102$
DRAKE	$1,578 \pm 8,531 \cdot 10^{-4}$	$1,575 \pm 6,612 \cdot 10^{-4}$
AF-AA	$0,8623 \pm 0,004227$	$0,8351 \pm 0,004168$

De fato, pode-se observar na Tabela X, que exibe os valores do TC por massa d'água em cada experimento para cada seção, que o TC associado à APAN nessa seção diminui. Observa-se também que ele desloca-se para norte, uma vez que o TC é advectivo, ou seja, o calor é transportado via correntes oceânicas.

Tabela X: TC médio por massa d'água com suas respectivas variâncias em cada caso simulado.

SEÇÕES	MASSAS D'ÁGUA	CONTROLE	ALTERADO
MG	APAN	$0,01992 \pm 3,602 \cdot 10^{-6}$	$0,01906 \pm 6,259 \cdot 10^{-6}$
ML	APAN	$-0,02378 \pm 8,653 \cdot 10^{-5}$	$-0,01031 \pm 1,07 \cdot 10^{-5}$
50°N	APAN	$-0,02934 \pm 8,829 \cdot 10^{-5}$	$-0,02079 \pm 3,916 \cdot 10^{-6}$
24°N	APAN	$-0,0806 \pm 3,346 \cdot 10^{-5}$	-
25°S	AIA	$0,003020 \pm 1,15 \cdot 10^{-5}$	$0,008911 \pm 8,528 \cdot 10^{-6}$
	APAN	$-0,0188 \pm 3,591 \cdot 10^{-5}$	$-1,085 \cdot 10^{-5} \pm 1,174 \cdot 10^{-5}$
DRAKE	AIA	$0,3106 \pm 3,981 \cdot 10^{-4}$	$0,2966 \pm 2,952 \cdot 10^{-4}$
	AIA	$0,3303 \pm 9,086 \cdot 10^{-5}$	$0,3439 \pm 7,755 \cdot 10^{-5}$
AF-AA	APAN	$0,1892 \pm 3,62 \cdot 10^{-5}$	$0,1861 \pm 6,009 \cdot 10^{-5}$
	AFA	$-1,355 \cdot 10^{-4} \pm 1,075 \cdot 10^{-6}$	-

O campo do TC na seção ML apresenta o mesmo padrão e comportamento do TV (Figura 29). Entretanto, apesar do TV integrado nessa seção ser intensificado (Tabela VII), há uma desintensificação do TC integrado (Tabela IX), assim como ocorre na seção MG. Observa-se ainda que o TC integrado tem sentido norte e está associado ao que foi dito anteriormente sobre o TC integrado da seção MG. Simultaneamente à diminuição do TC integrado para norte, há diminuição do TC associado à APAN para sul (Tabela X), indicando que a diminuição do TC integrado pode estar associado às águas que contribuem para formação da APAN.

O TC na seção 50°N apresenta o mesmo padrão do TV (Figura 30) nos experimentos controle e anômalo, mas não exhibe nenhum padrão de mudança que possa ser observado na anomalia. Na Tabela IX observa-se que o TC desloca-se para norte e tem valor aproximado 0,64 PW; próximo ao valor de $0,6 \pm 0,09$ PW encontrado por GANACHAUD; WUNSCH (2002), obtido através de uma seção hidrográfica em 47°N do WOCE. Na Tabela IX observa-se intensificação do fluxo para norte nessa seção, associado à desintensificação do TC da APAN no experimento anômalo (Tabela X). Ou seja, diferentemente das seções MG e ML, cujos TCs integrados e da APAN estão correlacionados, na seção 50°N não estão.

A Figura 33a representa o diagrama do TC integrado no experimento controle e a anomalia do TC para as três seções analisadas anteriormente. Observa-se que nas seções MG e ML há diminuição do TC integrado de 1,20% e 28,00%, respectivamente

e que na seção 50°N há aumento de 5,10%. O comportamento do TC integrado nessas seções está relacionado ao comportamento do TC da APAN, que pode ser observado na (Figura 33b), como já dito anteriormente. Há diminuição de 4,32%, 56,64% e 29,14% do TC da APAN para as seções MG, ML e 50°N, respectivamente.

Observa-se que a porcentagem de desintensificação tanto no TV quanto no TC da APAN é significativamente menor na seção MG do que na seção ML, ou seja, a região do ML é significativamente mais sensível às alterações de gelo marinho impostas do que a região do MG. Esse comportamento pode estar associado às fontes que cada região dispõe para a formação da APAN. Ambas recebem contribuição do AS, porém a região do MG recebe uma contribuição importante de águas muito salinas da AA que flui pelo estreito de Fram (COLLING, 1989). Por essa razão, a APANE é mais densa que a APANW. Dessa forma, pode-se inferir que a APAN observada na seção 50°N seja mais similar à APANE do que a mistura entre os dois tipos de APAN formados.

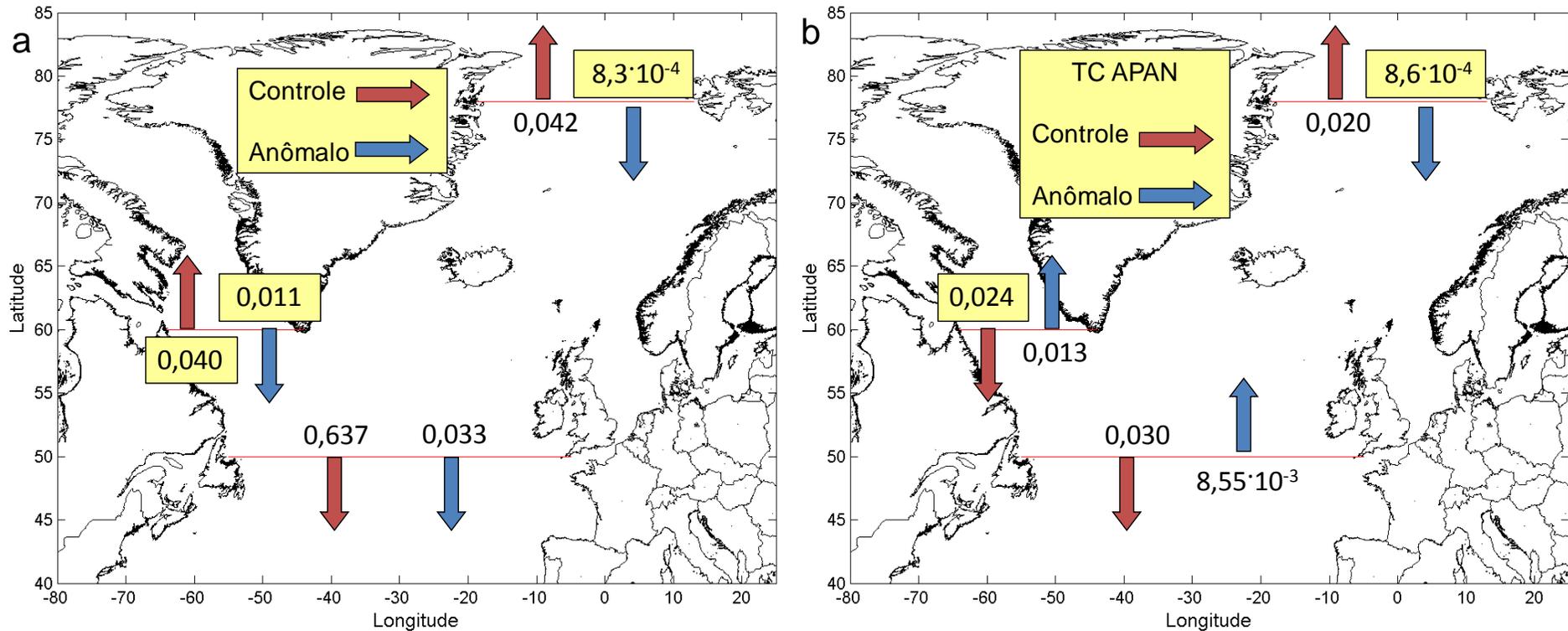


Figura 33: a - Anomalia TC integrado em toda a coluna d'água em PW. b - Anomalia do TC por massa d'água em PW. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam a anomalia.

6.2.3. SEÇÕES 24°N, 25°S, DRAKE E AF-AA

Nesse item, serão analisados os TV e TC das demais seções do OA. A Figura 34 apresenta parte da área de estudo com as seções 24°N, 25°S, Drake e AF-AA que serão analisadas a seguir.

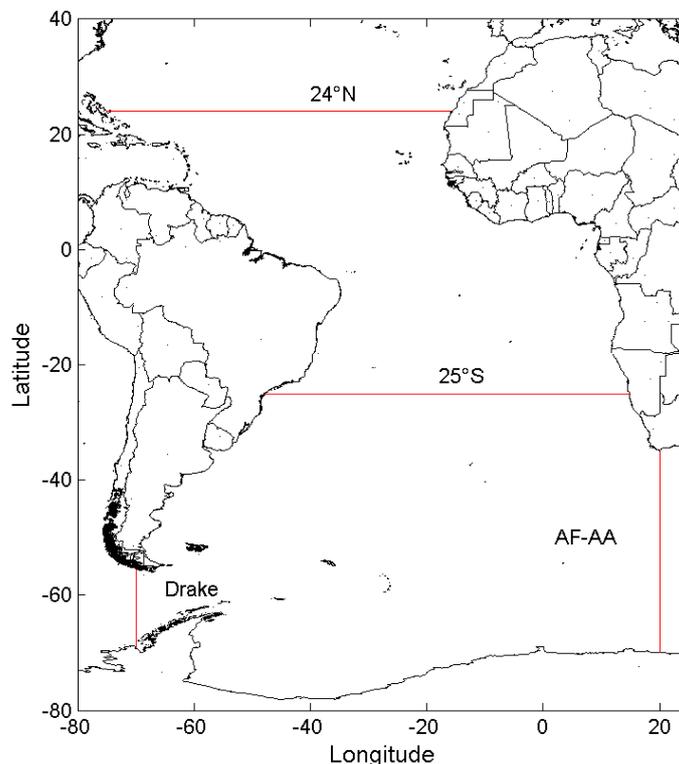


Figura 34: Área de estudo com as seções 24°N, 25°S, Drake e AF-AA.

6.2.3.1. TRANSPORTE DE VOLUME

A Figura 35 representa o TV na seção 24°N. Observa-se que os escoamentos mais intensos localizam-se à oeste da seção, associados com as Correntes de Contorno Oeste. Nessa região, observam-se dois núcleos mais intensos. Um deles, em profundidades até 1500 metros, desloca-se para norte e pode estar associado à uma AIA modificada, uma vez que a AIA, só pode ser acompanhada até latitudes próximas a 20°N (COLLING, 1989), como já descrito anteriormente. Em maiores profundidades, observa-se fluxo para sul, associado à APAN. Na anomalia do TV (Figura 35c), observa-se intensificação tanto no fluxo para norte quanto no fluxo para sul. Através da Tabela VII, podemos observar que o TV integrado desloca-se para sul nessa seção, associado à APAN e que há desintensificação no experimento anômalo. Esse comportamento está associado à desintensificação do TV integrado na seção 50°N. Ainda na Tabela VII, observa-se que o valor de $36,47 \pm 0,97$ Sv é similar ao de 29,5 Sv encontrado por SCHMITZ; RICHARDSON (1991), obtido através da análise de diversos bancos de dados.

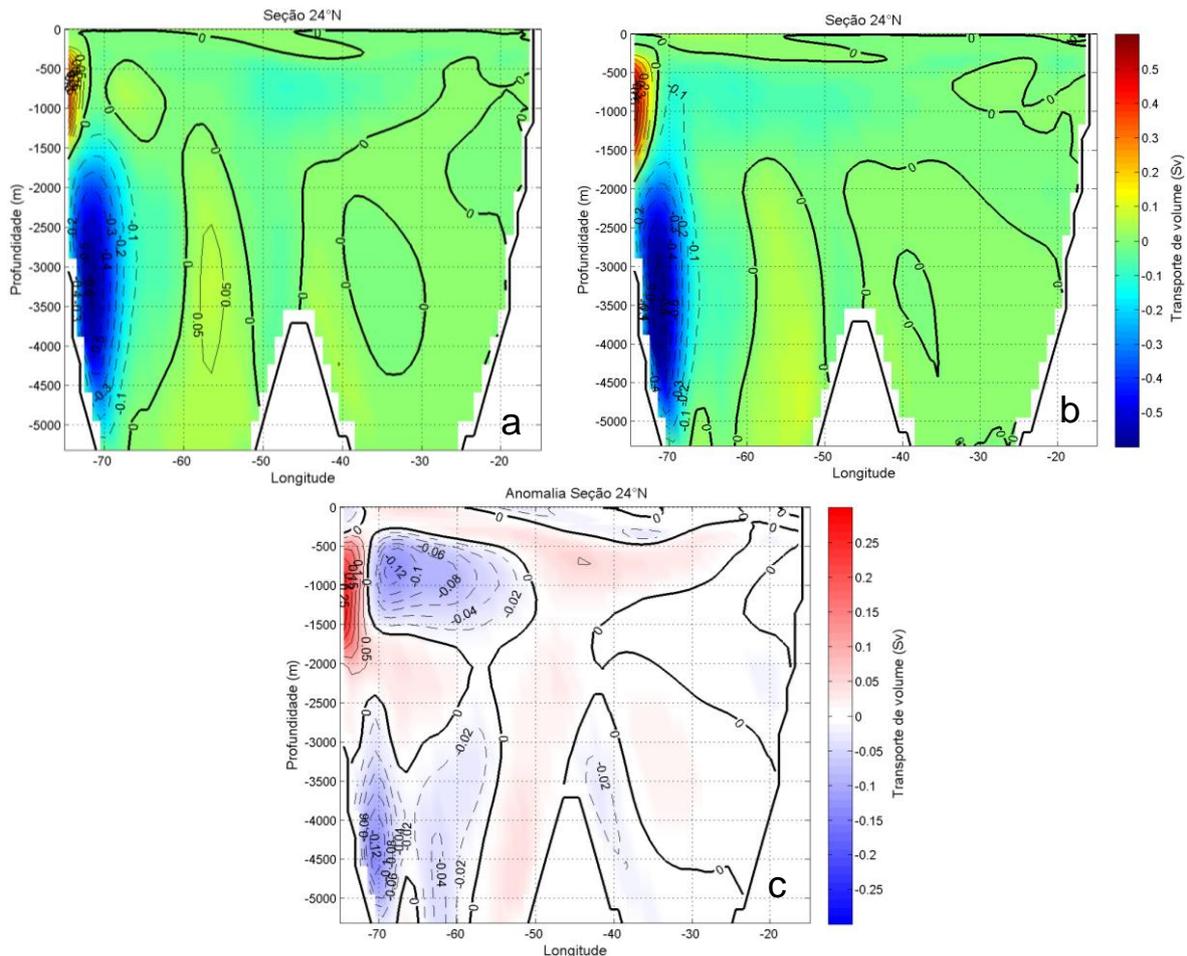


Figura 35: Campo do TV na seção 24°N para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

A Tabela VIII exhibe os valores do TV por massa d'água em cada experimento para cada seção. Observa-se na seção 24°N que o TV associado à APAN não é observado no experimento anômalo, e possivelmente está associado à perdas das características termohalinas da APAN nessa seção. A Figura 36 exhibe as isolinhas de topo e base da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial no experimento controle (a) e anômalo (b). De acordo com o descrito no item 5.5 e apresentado na Tabela V, a APAN localiza-se na interseção entre as isolinhas de temperatura, salinidade e densidade. No experimento controle, a localização dessa massa d'água está identificada aproximadamente pelo retângulo azul (Figura 36a). Entretanto, observa-se que no experimento anômalo (Figura 36b) não há interseção entre os três parâmetros em função da salinidade. Devido às mudanças no gelo marinho, a coluna d'água nessa seção se tornou mais densa, pressionando a isolinha de 34.9 em direção às maiores profundidades, principalmente na porção oeste da seção. Esse comportamento pode estar associado à formação de uma APAN mais salina devido à maior taxa de forma-

ção da APANE em relação à APANW. Uma vez que a APANE é mais salina, a nova APAN formada tem características mais salinas no experimento anômalo em relação ao experimento controle.

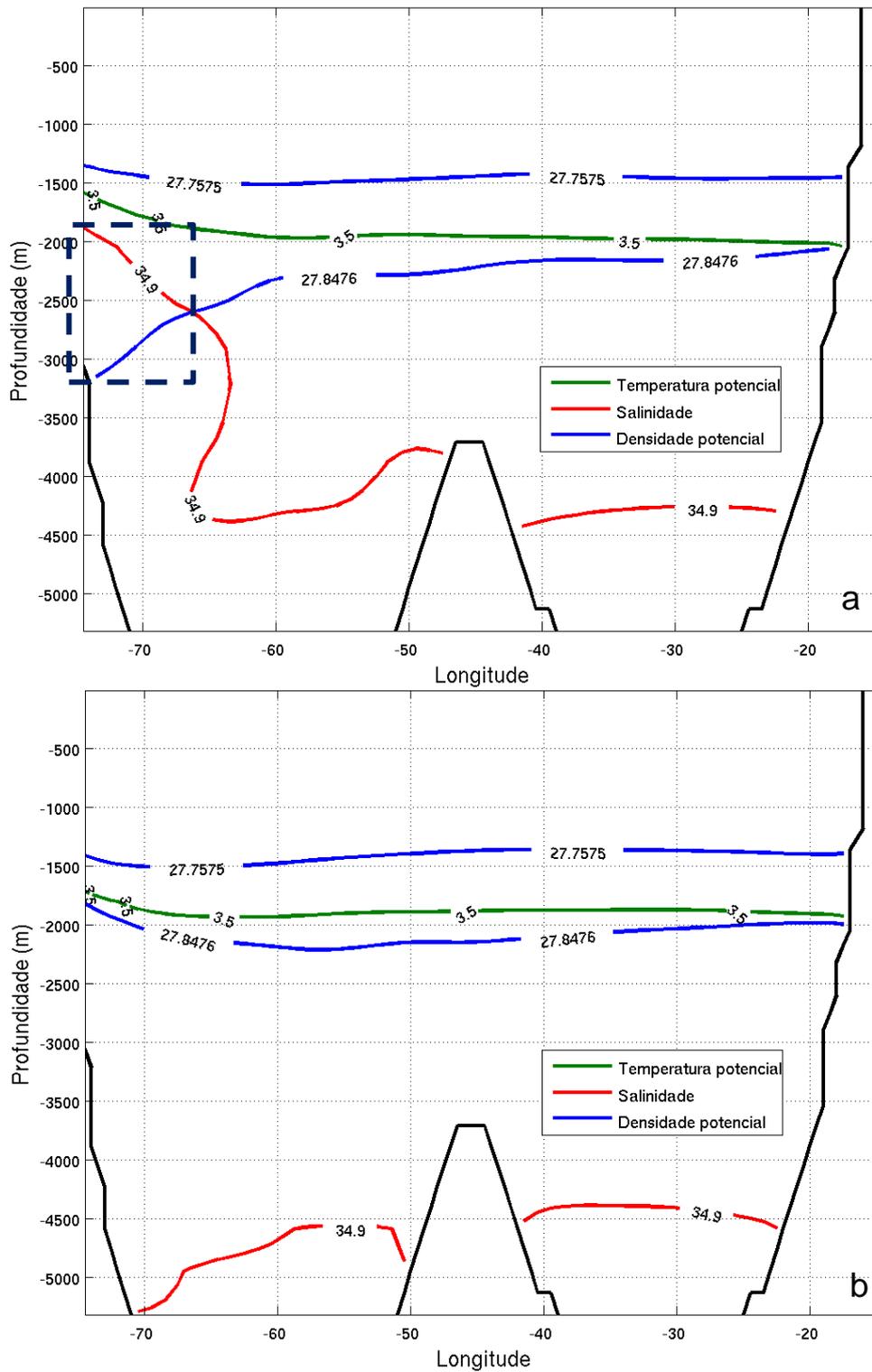


Figura 36: Geometria da seção 24°N com as isolinhas de topo e base (quando ambas estão presentes) da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial da APAN no experimento controle (a) e anômalo (b).

A Figura 37 representa o TV na seção 25°S. O perfil do TV nessa seção segue o perfil da seção 24°N, no que diz respeito aos fluxos de contorno oeste (Figura 35).

Observa-se comportamento similar à seção 24°N quanto à anomalia do TV (Figura 37c). Entretanto, através da Tabela VII, observa-se intensificação do TV integrado que flui para sul nessa seção, o que pode estar associado também aos demais fluxos para sul. De fato, observa-se na Tabela VIII que o TV associado à APAN desloca-se para sul e é desintensificado. Dessa forma, atribui-se a intensificação do TV integrado aos demais fluxos para sul, uma vez que o TV associado à AIA flui para norte e intensifica-se no experimento anômalo, indicando fortalecimento dessa massa d'água.

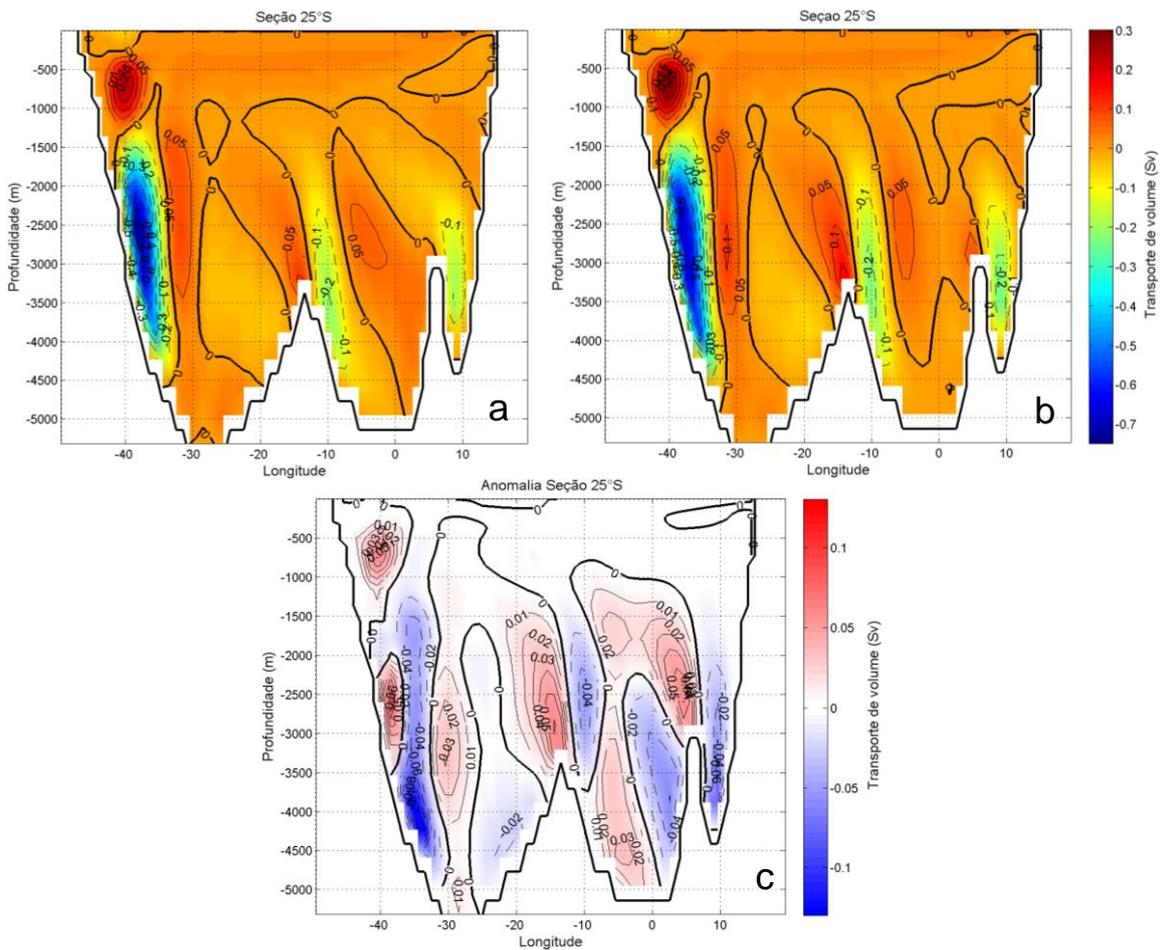


Figura 37: Campo do TV na seção 25°S para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

A Figura 38 representa o TV na seção do Drake. Observa-se apenas fluxos para leste nessa seção, associado à CCA, o que está de acordo com a literatura (RINTOUL, 1991; GANACHAUD; WUNSCH, 2000; ASSAD *et al.*, 2009b). Observa-se ainda desintensificação em toda a seção a norte da linha do zero. De fato, na Tabela VII, observa-se desintensificação do TV integrado e na Tabela VIII também observa-se desintensificação do TV associado à AIA.

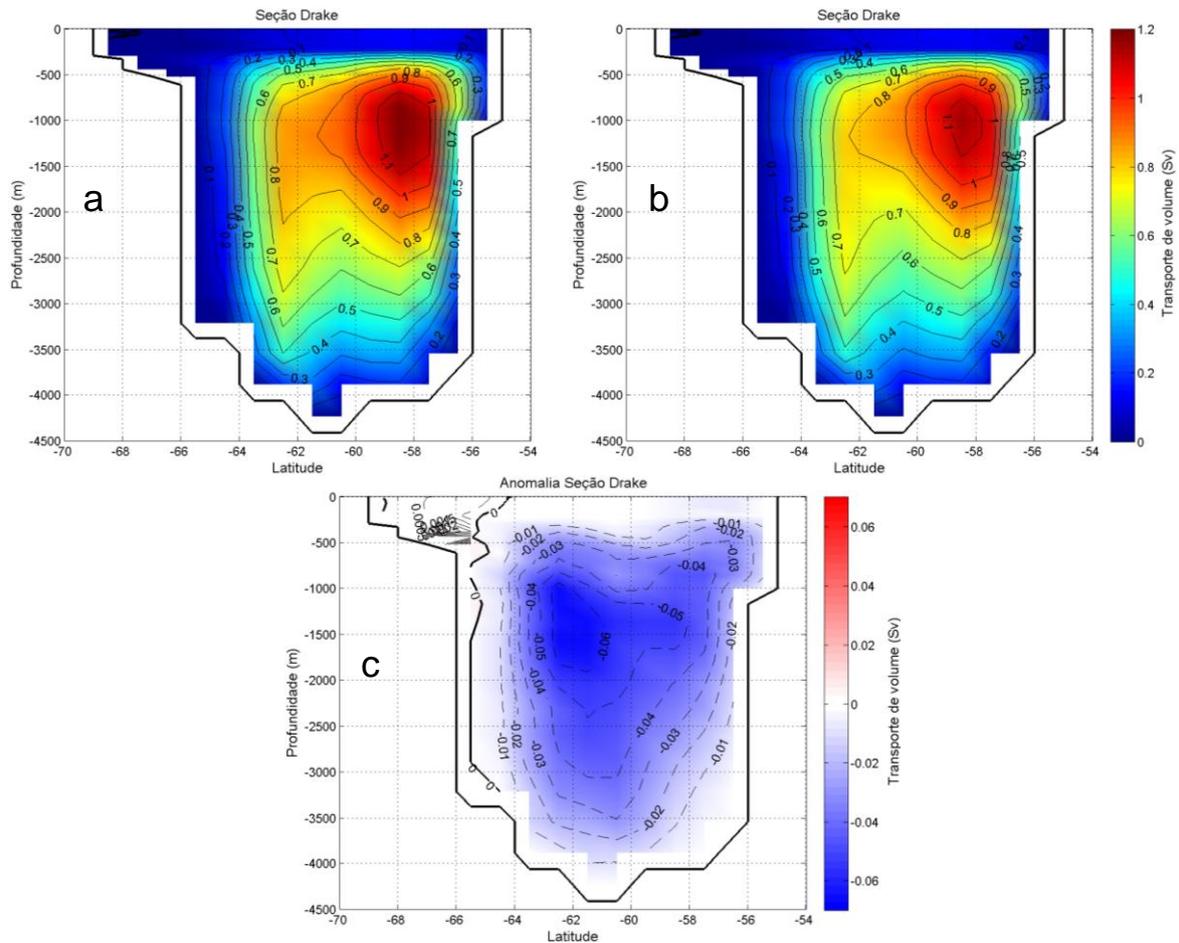


Figura 38: Campo do TV na seção Drake para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.

A Figura 39 representa o TV na seção AF-AA. Observa-se fluxos intensos para oeste nas regiões mais próximas à África e a à Antártida e fluxo intenso para leste na região mais central da seção. Na anomalia (Figura 39c) não há um padrão definido de comportamento. Entretanto, na Tabela VII, observa-se desintensificação do TV integrado que flui para leste, associado à CCA (RINTOUL, 1991; GANACHAUD; WUNSCH, 2000; ASSAD *et al.*, 2009b). Entretanto, na Tabela VIII, observa-se intensificação dos TVs associados à AIA e à APAN que fluem para leste e não observa-se AFA, no experimento anômalo, que flui para oeste no experimento controle nessa seção, o que não explica a desintensificação do TV integrado. Dessa forma, associa-se esse comportamento à uma desintensificação dos demais fluxos para leste ou à intensificação dos fluxos para oeste, como é o caso da injeção de águas da CA (Figura 39c).

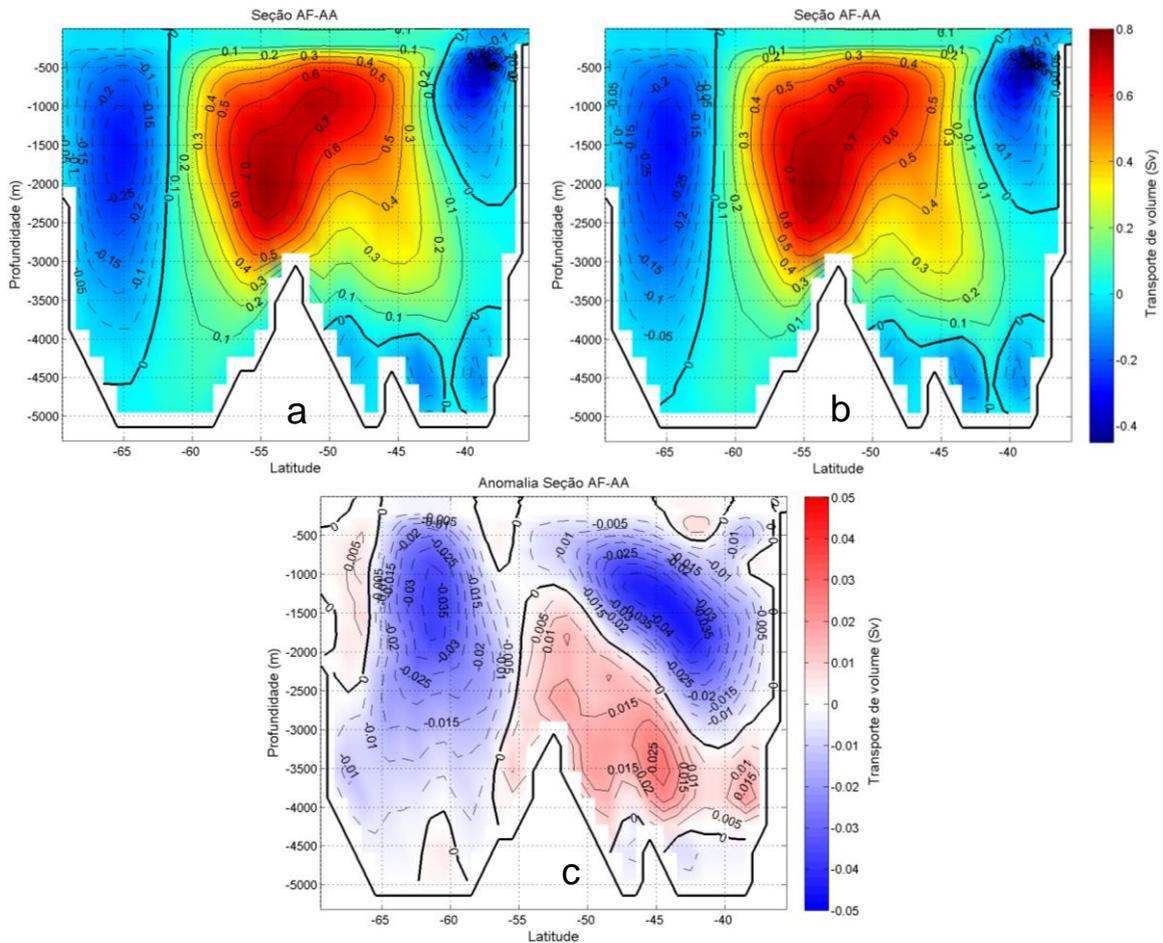


Figura 39: Campo do TV na seção AF-AA para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.

De fato, há um fortalecimento na Retroflexão da CA no experimento anômalo, como representado na Figura 40, que apresenta o TV associado a esse fluxo na seção AF-AA. A Retroflexão pôde ser representada isolando-se todo o escoamento que flui para oeste entre as latitudes 43°S e 35°S da superfície até a profundidade de 3000 metros da seção AF-AA em cada experimento. Observa-se na Figura 40c, que quase a totalidade do fluxo intensifica-se no experimento controle, o que pode ter contribuído para a desintensificação do TV integrado na seção AF-AA. De fato, através da

Tabela XI, observa-se que há intensificação do TV integrado desse fluxo de 3,10% no experimento anômalo.

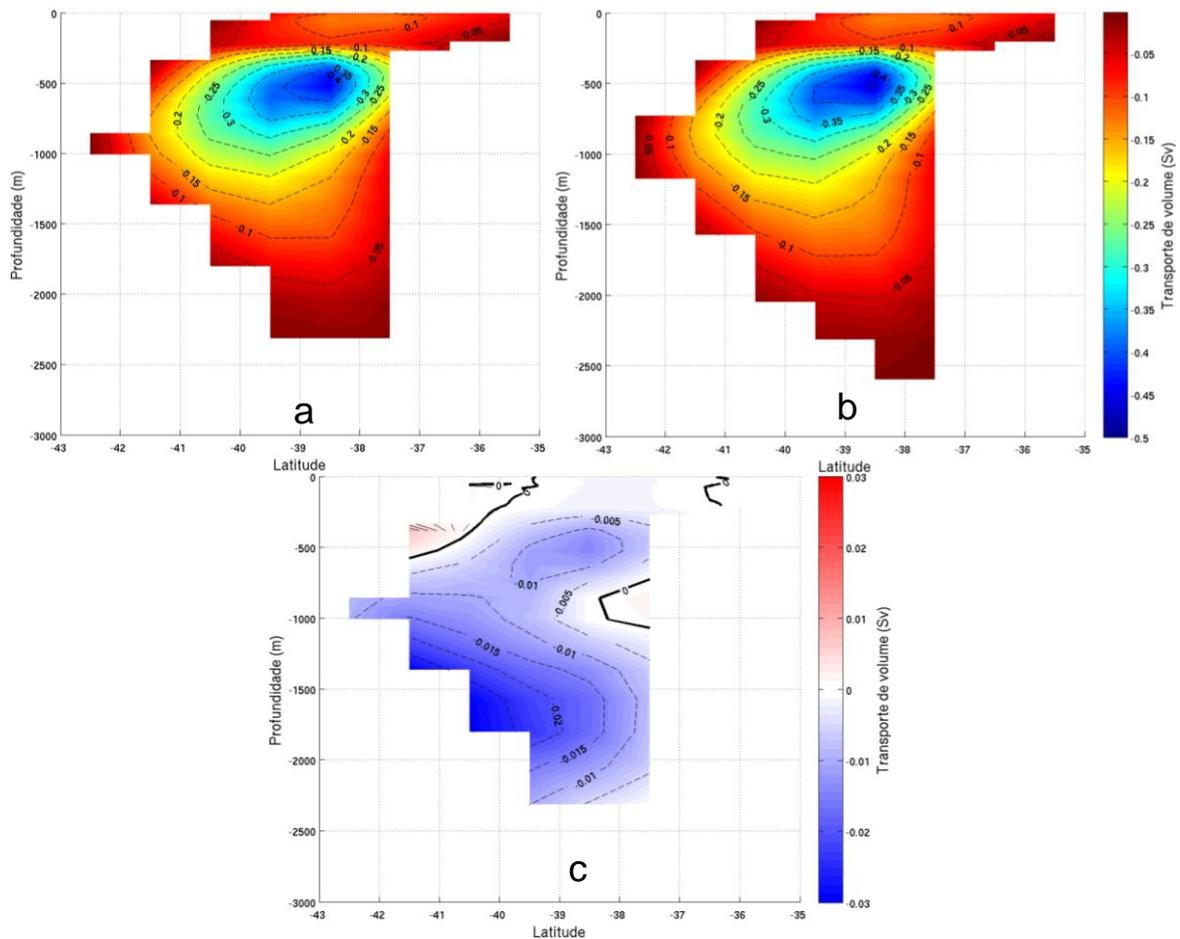


Figura 40: Campo do TV associado à Retroflexão da CA na seção AF-AA para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.

Tabela XI: TV e TC médios integrados com suas respectivas variâncias em cada caso simulado para o escoamento da Retroflexão da CA.

TRANPORTE	CONTROLE	ALTERADO
TV (Sv)	$-22,33 \pm 0,8699$	$-23,02 \pm 0,8188$
TC (PW)	$-1,091 \pm 0,003117$	$-1,107 \pm 0,002986$

Outro comportamento que a Figura 40 nos indica é que a área ocupada pela Retroflexão da CA na seção AF-AA é maior no experimento anômalo (Figura 40b) do que no experimento controle (Figura 40a). De fato, é o que se observa na Figura 41, que representa a anomalia da presença da Retroflexão da CA na seção AF-AA. As regiões em verde indicam áreas onde a Retroflexão está presente no experimento anômalo e não está presente no experimento controle. Esse comportamento pode

estar associado ao enfraquecimento do TV na seção AF-AA com sentido leste adjacente à região da Retroflexão da CA (Figura 39), permitindo que a CA ocupe uma área maior nessa seção.

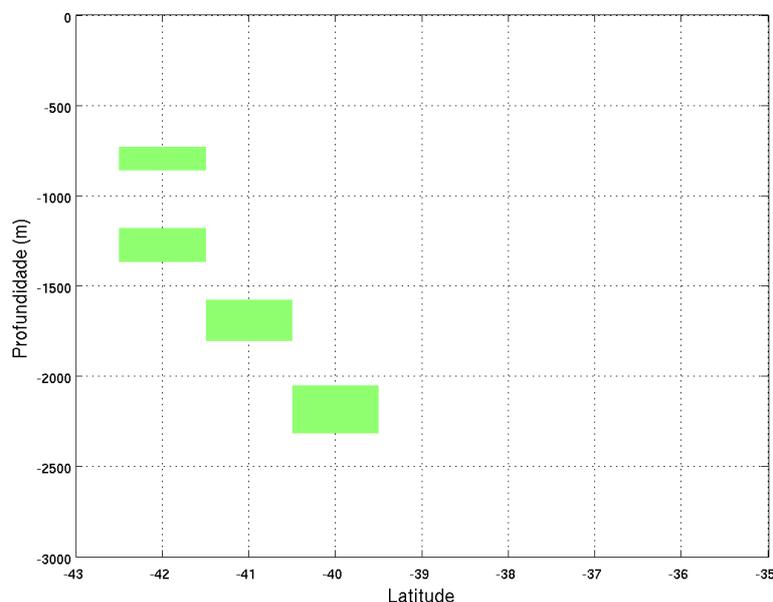


Figura 41: Anomalia da presença do fluxo associado à Retroflexão da CA na seção AF-AA. As regiões em verde indicam áreas onde a Retroflexão está presente no experimento anômalo e não está presente no experimento controle.

A inexistência do TV associado à AFA no experimento anômalo está associado aparentemente, assim como ocorreu na seção 24°N , à perda das características termohalinas dessa massa d'água. A Figura 42 exibe as isolinhas de topo da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial no experimento controle (a) e anômalo (b). De acordo com a Tabela V, a AFA localiza-se na interseção dos seus intervalos de temperatura, salinidade e densidade, estando, portanto, na região identificada aproximadamente pelo retângulo azul, abaixo da isopicnal de 27,8476 no experimento controle (Figura 42a). No experimento anômalo, apesar de haver temperaturas mais frias na coluna d'água, observa-se também maiores salinidades, inviabilizando a existência da AFA nessa seção (Figura 42b).

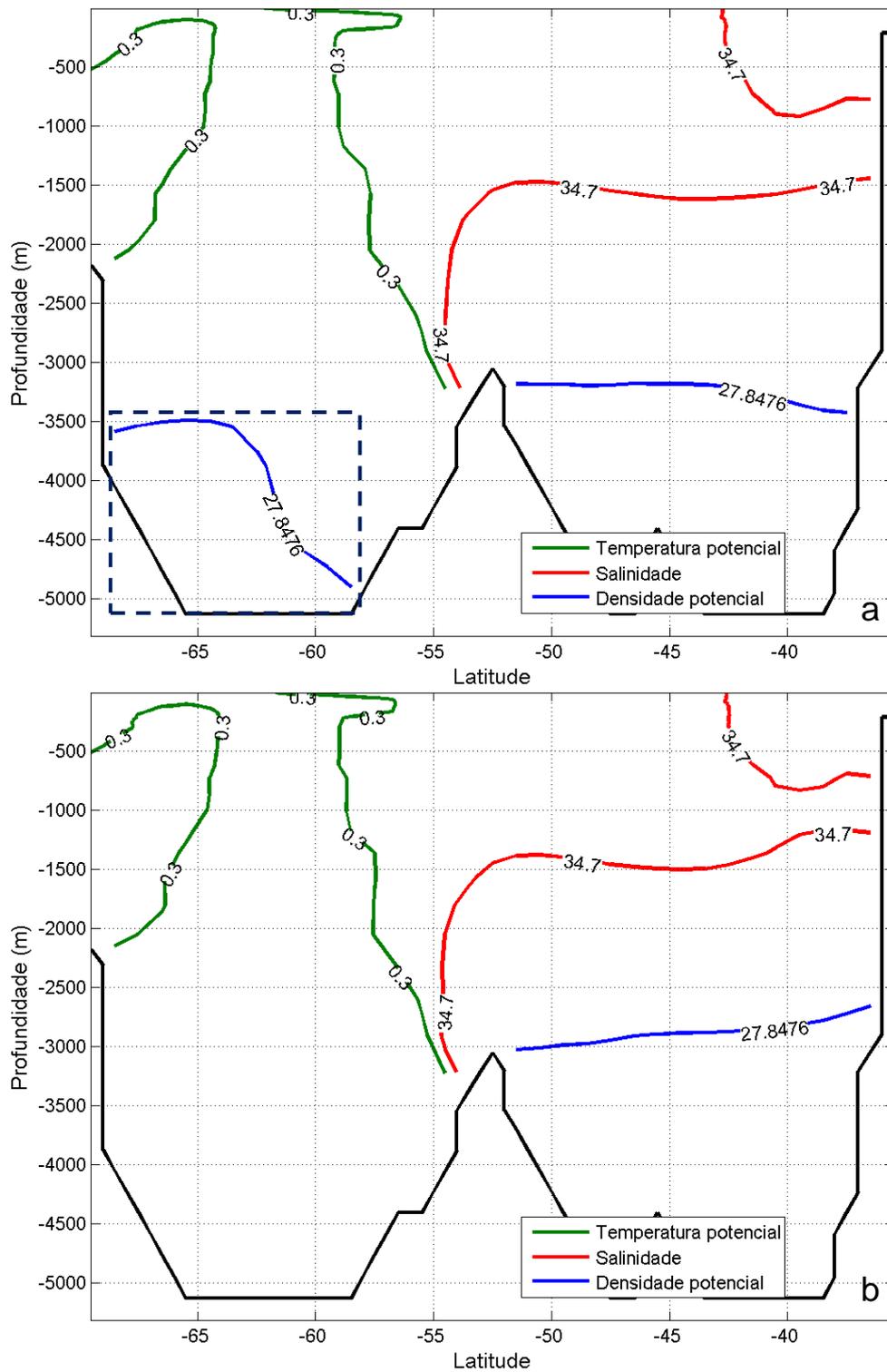


Figura 42: Geometria da seção AF-AA com as isolinhas de topo da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial da AFA no experimento controle (a) e anômalo (b).

De fato, também não se observam escoamentos associados a AFA na seção 22°W no experimento anômalo, indicando potenciais mudanças em seu padrão de

responsável pela desintensificação do TV integrado. Na seção AF-AA, houve aumento de 4,40% e 2,67% no TV da AIA e APAN, respectivamente e extinção da AFA nessa seção.

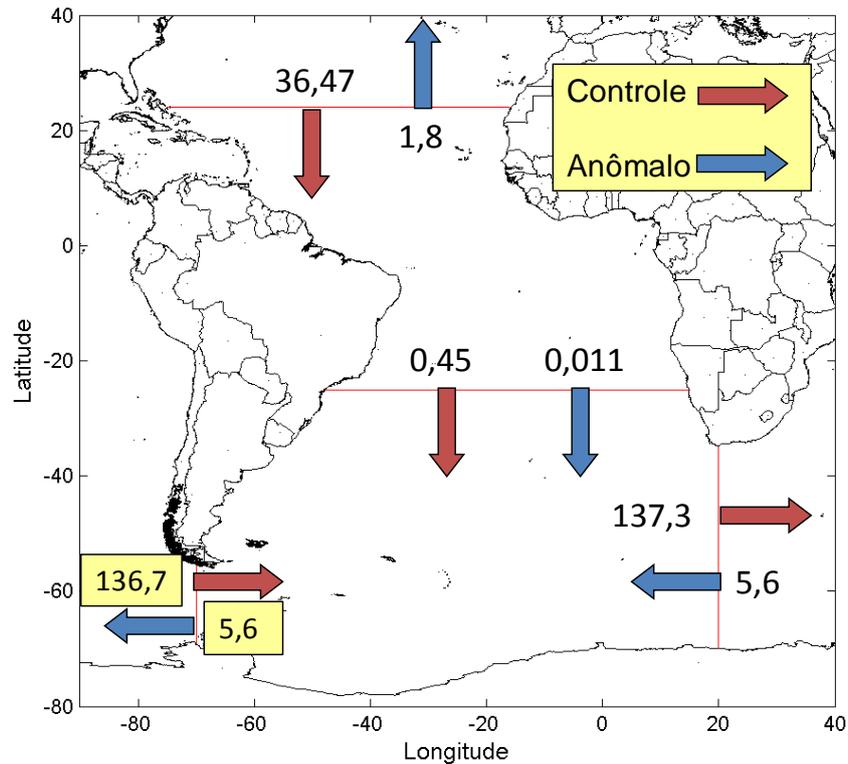


Figura 44: Anomalia TV integrado em Sv. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.

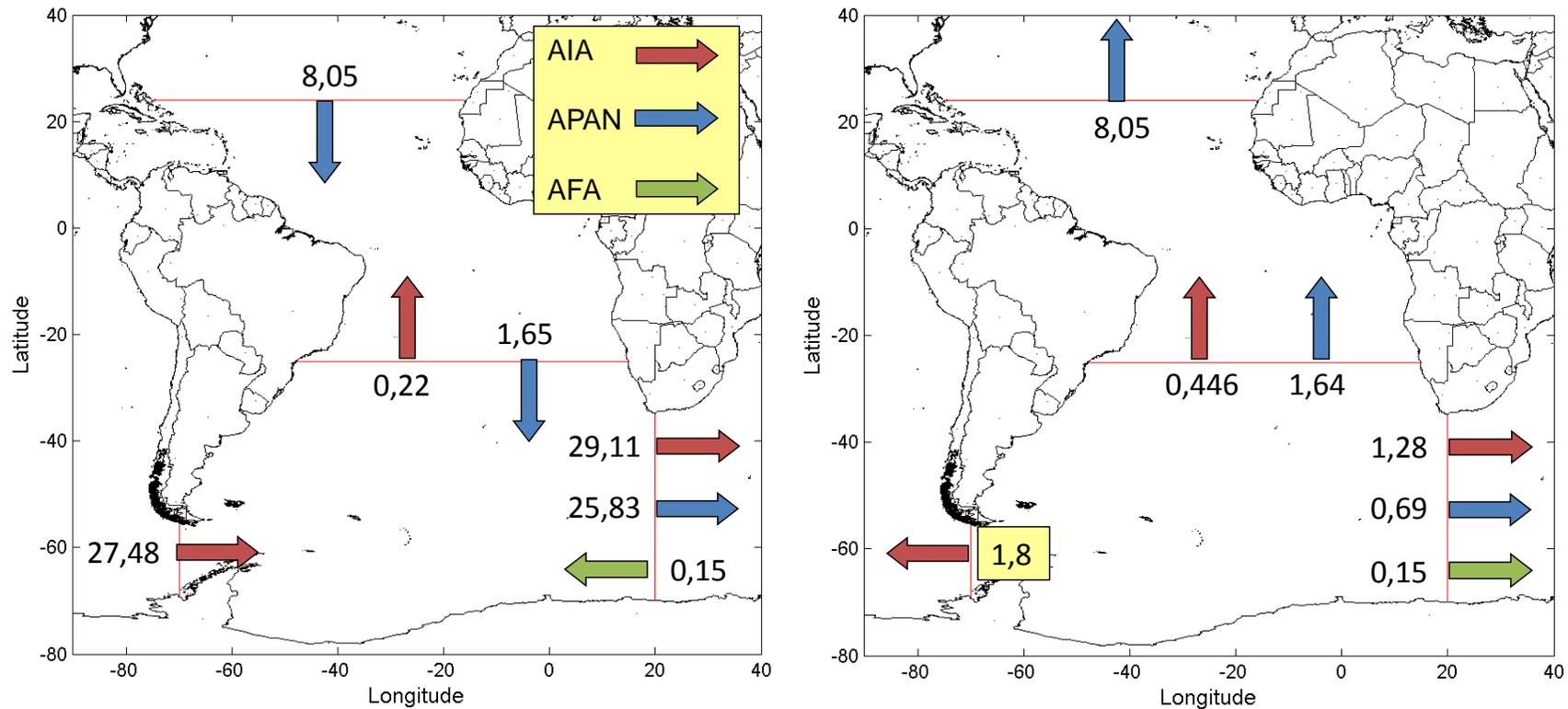


Figura 45: a - TV por massa d'água em Sv para o experimento controle. As setas representam a direção e sentido do TV de cada massa d'água. b - Anomalia do TV por massa d'água em Sv. O aumento do TV é indicado com a seta no mesmo sentido do experimento controle (a) e a diminuição é indicada com a seta em sentido contrário. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.

6.2.3.2. TRANSPORTE DE CALOR

A Figura 46 representa o campo do TC na seção 24°N. O campo do TC nessa seção possui perfil de escoamento similar ao TV. Entretanto, há um fluxo para sul na parte mais central da seção cujo comportamento não se observa no TV, indicando que esse fluxo mais central possui alto calor associado a ele. Observa-se intensificação em todo o fluxo para norte na porção mais oeste da seção, salientada pelo retângulo. Observa-se também, na Figura 46c, intensificação de parte do escoamento para sul associado à APAN e desintensificação de parte do fluxo para sul na região mais central da seção. Na Tabela IX, observa-se desintensificação no TC integrado, que tem sentido sul. Esse comportamento pode estar associado tanto à intensificação do fluxo para norte, quanto à desintensificação de parte do fluxo para sul.

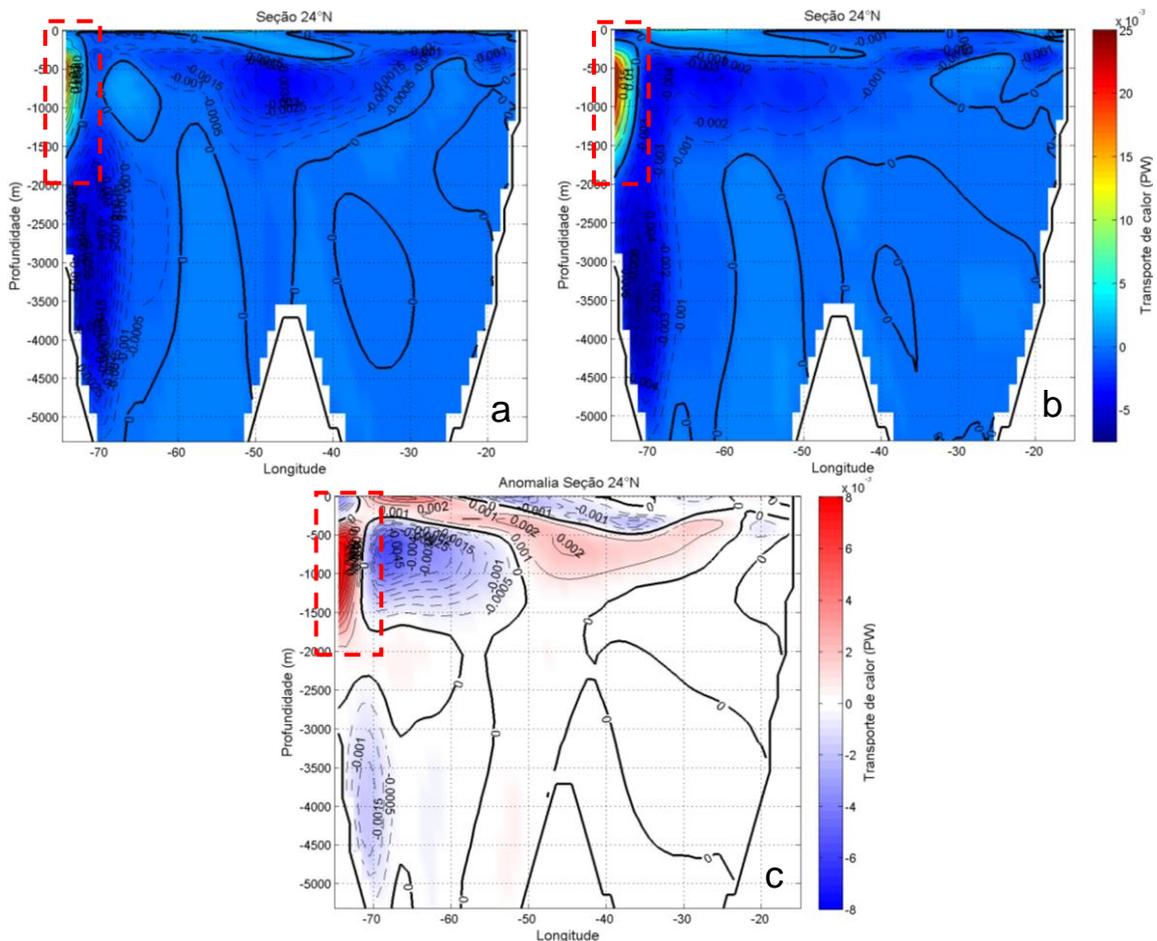


Figura 46: Campo do TC na seção 24°N para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

A Figura 47 representa o campo do TC na seção 25°S. O campo do TC nessa seção possui perfil de escoamento similar ao TV. Observa-se intensificação em todo o

fluxo para norte na porção mais oeste da seção, associada à AIA. Observa-se também, na Figura 46c, intensificação de parte do escoamento para sul associado à APAN, identificada pela cor azul e desintensificação nessa mesma região, identificada pela cor vermelha. No restante da seção, não há um padrão definido. Na Tabela IX, observa-se que o TC flui para norte, associado à transferência de calor do AS para o AN (RINTOUL, 1991; CAMPOS *et al.*, 1999; GANACHAUD; WUNSCH, 2000; ASSAD *et al.*, 2009b; BERNEM *et al.*, 2010) e que há intensificação no fluxo, devido tanto à intensificação do fluxo para norte, associado à AIA como desintensificação de parte do fluxo para sul, associado à APAN, constatado através da Tabela X.

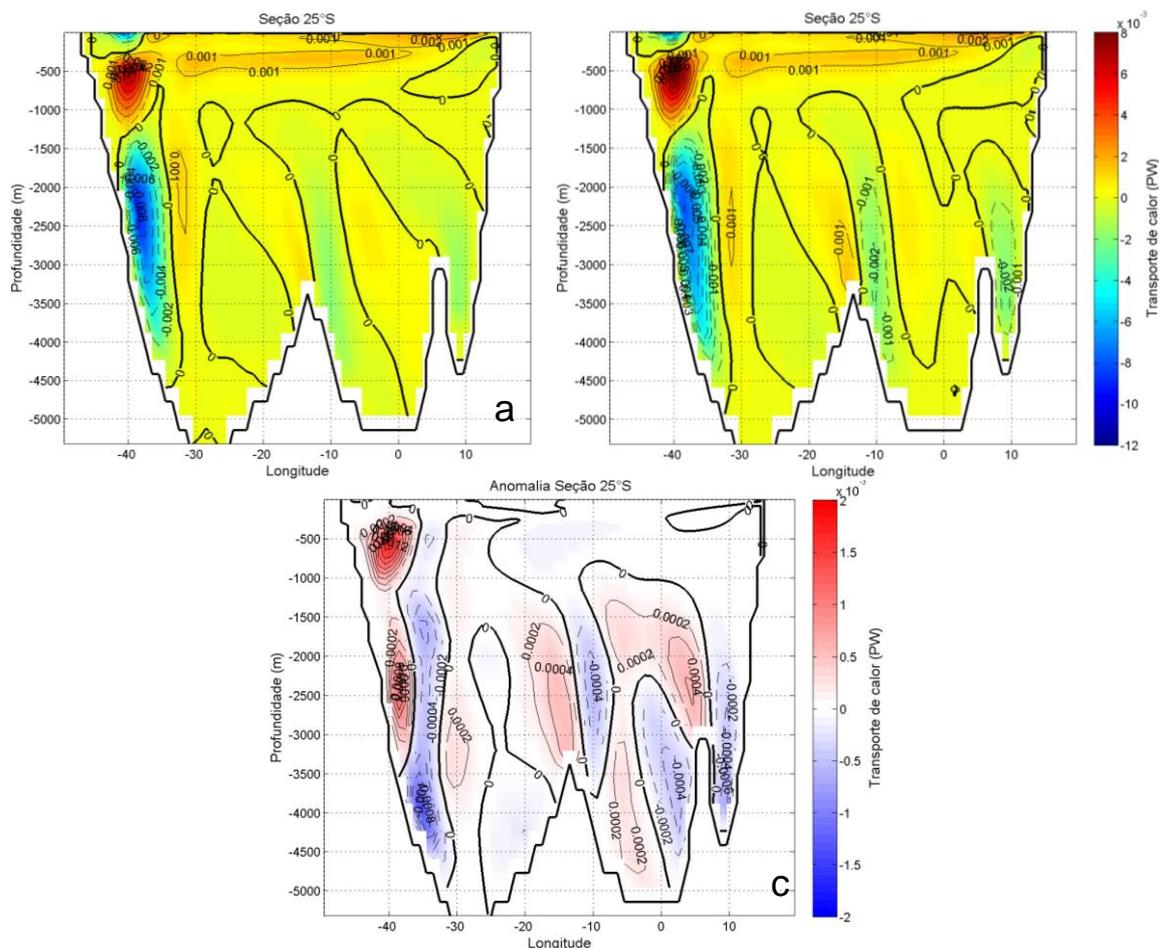


Figura 47: Campo do TC na seção 25°S para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para norte e transporte negativo indica fluxo para sul.

A Figura 48 representa o TC na seção do Drake. O escoamento nessa seção possui perfil similar ao escoamento do TV, entretanto a anomalia (Figura 48c) não se comporta da mesma forma. A anomalia do TC nessa seção apresenta intensificação e desintensificação do escoamento. Na Tabela IX observa-se desintensificação do TC

integrado nessa seção. Ainda nessa tabela, observa-se que o TC desloca-se para leste com valor aproximado de $1,58 \pm 8,531 \cdot 10^{-4}$ PW no experimento controle, o que está de acordo com os resultados de STAMMER *et al.* (2003) que encontraram valores de $1,14 \pm 0,06$ PW e de ZHENG; GIESE (2009) que encontraram valores de $1,65 \pm 0,05$ PW nessa seção através de análise de Assimilação Simples de Dados Oceânicos (*Simple Ocean Data Assimilation - SODA*). Já na Tabela X observa-se desintensificação do TC associado à AIA, indicando que essa massa d'água encontra-se localizada na região de desintensificação do TC integrado no Drake.

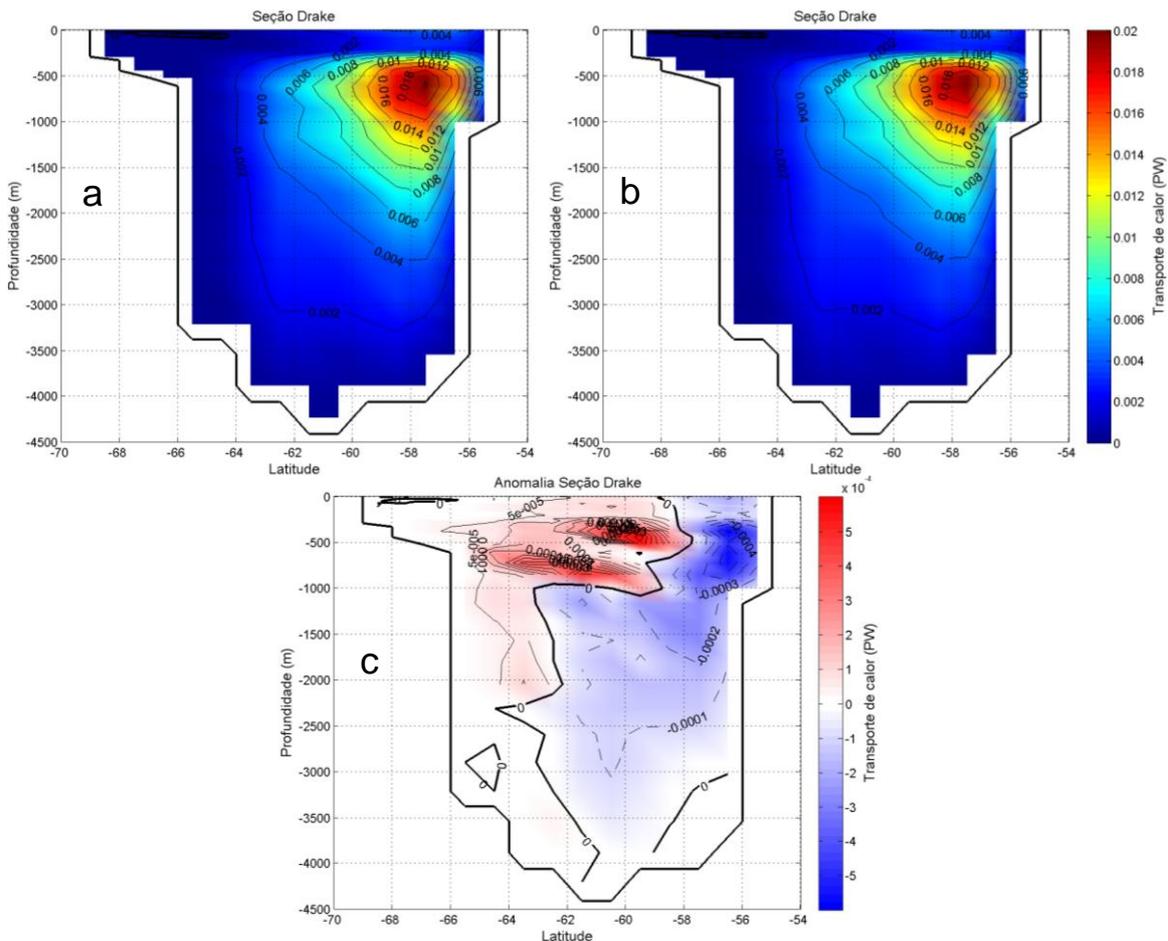


Figura 48: Campo do TC na seção Drake para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.

A Figura 49 representa o TC na seção AF-AA. O escoamento do TC nessa seção é similar ao TV nas porções central e norte da seção, mais próxima à África. Entretanto, diferentemente do TV, no TC não há um escoamento intenso em direção oeste, próximo à costa da Antártida, indicando que esse escoamento possui baixo calor associado. Na anomalia do TC nessa seção (Figura 49c), não há um padrão de mudança. Entretanto, na Tabela IX, observa-se desintensificação no TC integrado, que

tem sentido leste, associado à CCA (ASSAD *et al.*, 2009b; GANACHAUD; WUNSCH, 2000; RINTOUL, 1991). Ainda nessa tabela, observa-se que o TC tem valor aproximado de $0,86 \pm 0,004$ PW no experimento controle e está de acordo com os resultados de STAMMER *et al.* (2003) que encontraram valores de $1,01 \pm 0,15$ PW e de ZHENG; GIESE (2009), que encontraram TC com valor de $0,94 \pm 0,12$ PW nessa seção. Na Tabela X observa-se intensificação do TC associado à AIA e desintensificação do TC associado à APAN, diferentemente do TV associado a essa massa d'água que é intensificado no experimento anômalo. Esse comportamento indica menor calor associado à APAN e pode estar associado à desintensificação do TC integrado nessa seção. A desintensificação do TC integrado nessa seção pode também estar associado à intensificação da Retroflexão da CA, como analisado no item anterior. O TC associado à Retroflexão da CA possui o mesmo perfil de escoamento que o TV e sua anomalia também comporta-se de forma similar. De fato, também é observada intensificação do TC integrado associado a esse fluxo no experimento anômalo de 1,47% (

Tabela XI). A intensificação do TV e do TC associados à Retroflexão é de extrema importância para a Circulação Termohalina, uma vez que a injeção de águas quentes e salinas da CA no OA (REID, 1989; PETERSON; STRAMMA, 1991; GORDON, 2003; BIASTOCH *et al.*, 2009; BEAL *et al.*, 2011) tem o potencial de influenciar a formação da APAN (GORDON, 2003).

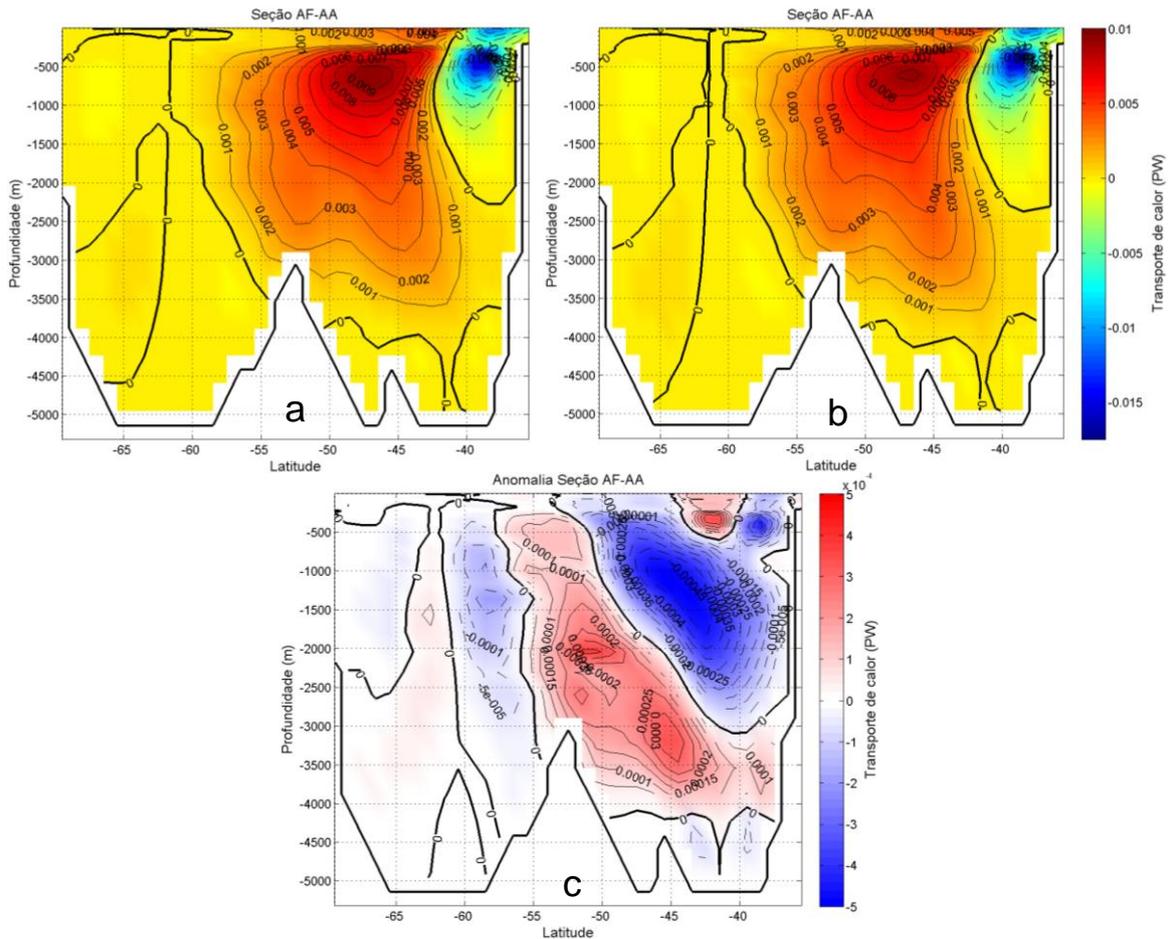


Figura 49: Campo do TC na seção AF-AA para a – Experimento controle, b – Experimento anômalo e c - Anomalia. Transporte positivo indica fluxo para leste e transporte negativo indica fluxo para oeste.

A Figura 50 representa o diagrama do TC integrado no experimento controle e a anomalia do TC para as seções analisadas anteriormente. Observa-se aumento do TC integrado apenas na seção 25°S. Há uma diminuição de 17,22% na seção 24°N; dos quais 2,42% estão associados à extinção da APAN nessa seção, aumento de 3,94% na seção 25°S e diminuição de 0,19% e 3,15% nas seções do Drake e AF-AA, respectivamente. A Figura 51 representa o diagrama do TC por massa d'água para o experimento controle (a) e a anomalia (b). Nela, observa-se que há aumento de 195,06% do TC associado à AIA em 25°S, similar ao aumento do TV dessa massa d'água, diminuição de 99,94% do TC associado à APAN, também similar à diminuição do TV da APAN nessa seção. No Drake há diminuição de 4,31% do TC associado à AIA e na AF-AA há aumento de 4,12% do TC da AIA e diminuição de 1,64% do TC associado à APAN.

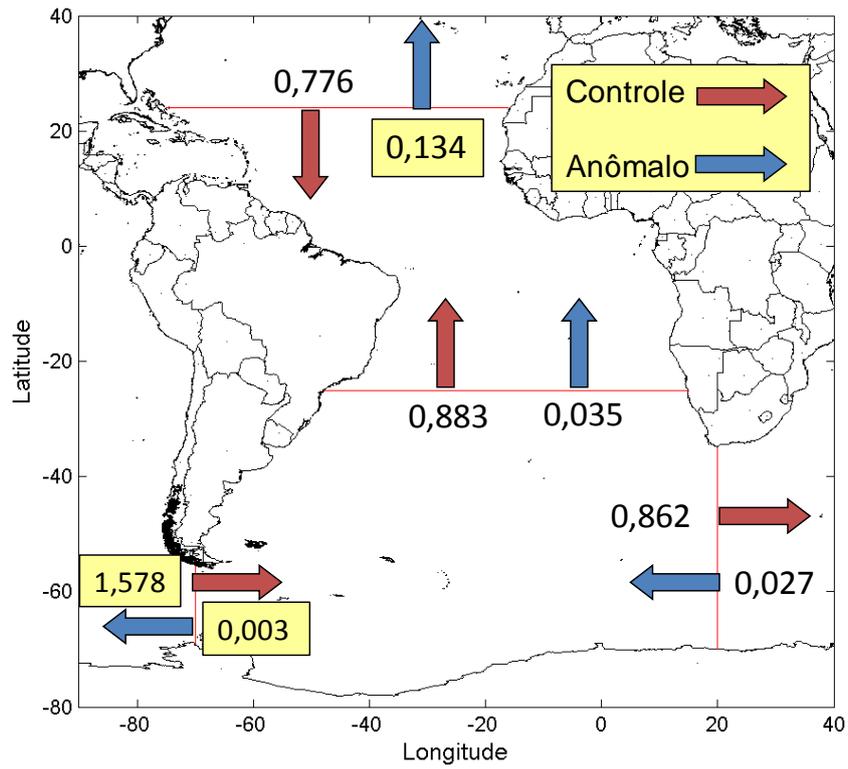


Figura 50: Anomalia TC integrado em PW. O experimento controle indica o sentido e valor do transporte. O aumento do transporte é indicado com a seta no mesmo sentido do controle e a diminuição indicada com seta no sentido contrário ao do controle. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.

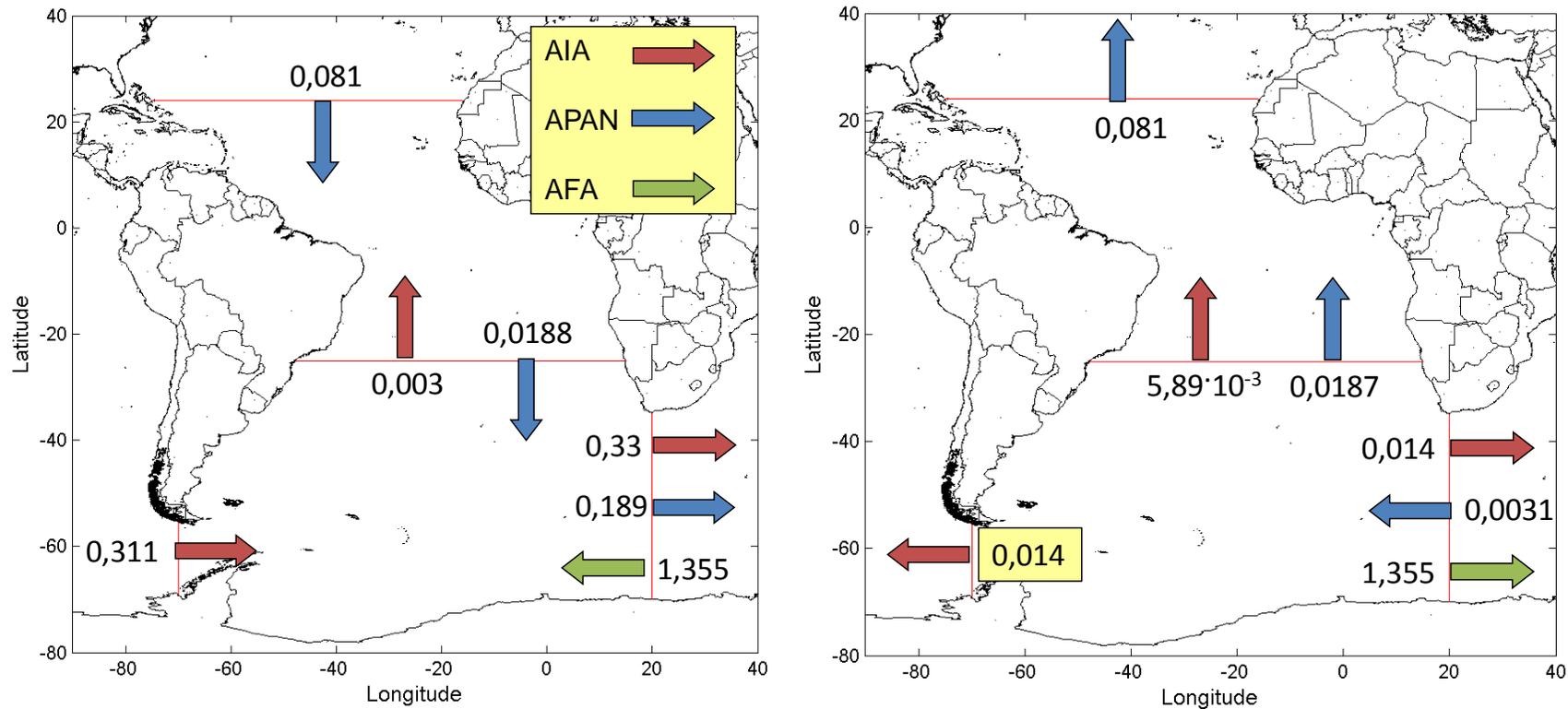


Figura 51: a - TC por massa d'água em PW para o experimento controle. As setas representam a direção e sentido do TC de cada massa d'água para o experimento controle. b - Anomalia do TC por massa d'água em PW. O aumento do TC é indicado com a seta no mesmo sentido do experimento controle (a) e a diminuição é indicada com a seta em sentido contrário. Os valores quantificam o aumento ou diminuição da anomalia.

6.2.4. ANÁLISE GLOBAL

As análises realizadas investigaram as mudanças nos transportes advectivos de calor e volume no oceano Atlântico através das seções zonais e meridionais. Nesse item será analisado brevemente o impacto da mudança do gelo marinho do um ponto de vista global.

A Figura 52 apresenta o transporte de calor meridional médio integrado no globo. Observa-se intenso transporte de calor para norte entre o Equador e 40°N, aproximadamente, e que a norte de 60°S há apenas transporte de calor para norte, o que evidencia a clara dominância do oceano Atlântico e da Circulação Termohalina no transporte meridional global de calor. Observa-se ainda que no experimento anômalo esse comportamento se mantém apresentando pequenas anomalias. Há anomalias negativas entre as latitudes 60°S e 40°S e 0° e 20°N de aproximadamente 0,04PW e entre 20°N e 40°N de aproximadamente 0,065PW. E, de fato, observa-se desintensificação no TC integrado na seção 24°N. Por outro lado, observa-se intensificação do TC meridional entre as latitudes 40°N e 60°N de aproximadamente 0,039PW e entre 10°S e 10°N de aproximadamente 0,015PW. Esses comportamentos relacionam-se com a intensificação do TC integrado em 50°N e 25°S, respectivamente.

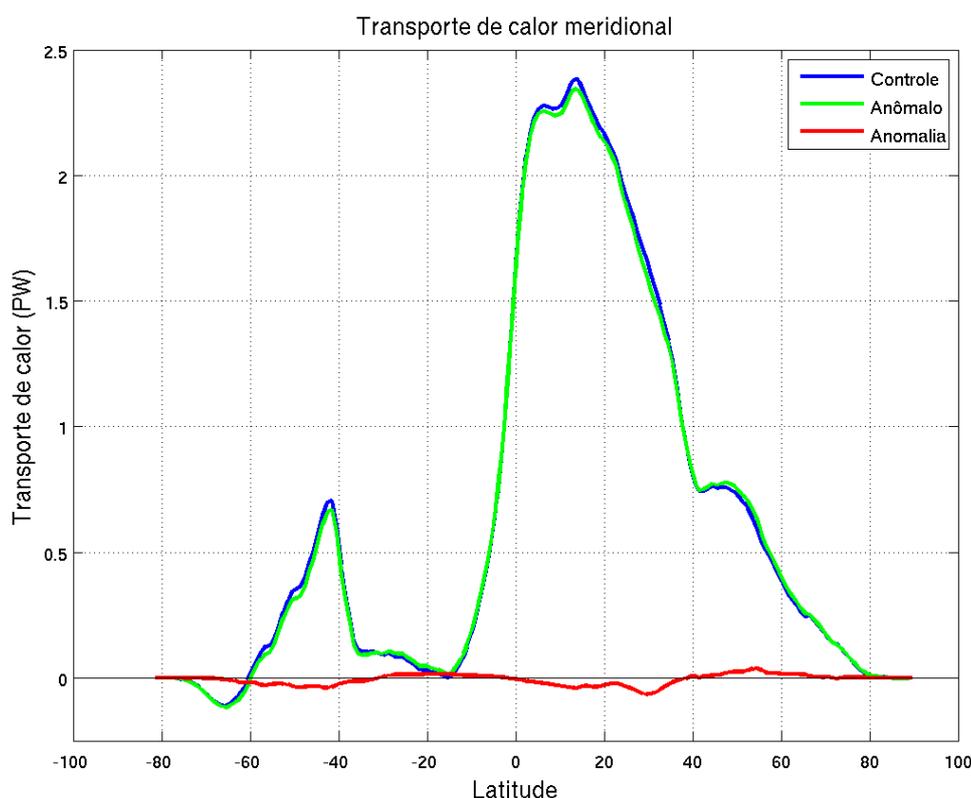


Figura 52: Transporte de calor meridional médio integrado no globo para os experimentos controle, anômalo e a anomalia entre os dois.

7. CONCLUSÕES

O trabalho avaliou, utilizando modelagem oceânica climática, mudanças nos transportes advectivos de calor e volume no oceano Atlântico associadas à Circulação Termohalina frente ao forçante de gelo marinho oriundo do cenário de emissão A1FI do IPCC. Nesse âmbito, foram realizados dois experimentos, denominados controle e anômalo, nos quais cada um utilizou um forçante de gelo marinho distinto. Dessa forma, buscou-se isolar o papel do gelo marinho na circulação oceânica e, especificamente, seu papel na Circulação Termohalina. Através das análises realizadas, pode-se apontar as seguintes conclusões:

- Os TVs integrados para sul nas seções MG e ML intensificam enquanto que os TCs integrados para norte desintensificam, associados ao enfraquecimento das correntes que fluem para o AN e à diminuição do calor carreado por elas.
- O TV associado à APAN diminui em MG e ML e, por consequência, diminui em 50°N.
- O TC integrado que flui para norte nas seções MG e ML desintensifica, assim como o TC associado à APAN, indicando menor aporte de águas formadoras da APAN.
- A região de formação da APAN do Mar da Groenlandia é muito mais estável à imposição de mudanças no gelo marinho do que a região do Mar do Labrador.
- Apesar da AIA só poder ser identificada até latitudes próximas a 20°N (COLLING, 1989), observa-se, na seção 24°N, um escoamento para norte característico dessa massa d'água, associado ao escoamento da AIA que se transforma em um outro tipo de água intermediária e contribui para a formação da APAN (CLARKE *et al.*, 2001).
- O aumento do gelo na região do mar de Weddel e adjacências está associado ao aumento da salinidade local à formação de uma AFA mais salina.
- A formação de uma APAN mais salina em altas latitudes no AN pode ocasionar a formação de uma AFA mais salina em altas latitudes no AS ou vice-versa.
- O aumento do TV da AIA em 25°S pode estar relacionado à AIA formada no AS, uma vez que o TV da AIA no Drake diminui e na AF-AA aumenta. Considerando esse caso, é possível que mesmo isolando-se cada massa

d'água por meio dos seus índices termohalinos e por sua densidade, haja mistura de outras massas d'água na mesma região.

- A intensificação do TC integrado para norte na seção 25°S indica fortalecimento do ramo quente da Circulação Termohalina nessa seção, o que pode estar associado à intensificação do TC associado à AIA.
- A diminuição do TV integrado no Drake está associado à diminuição do TV da AIA nessa seção, o que por sua vez causou a desintensificação do TC integrado e do TC da AIA.
- A diminuição do TV integrado na seção AF-AA não tem relação com nenhuma massa d'água monitorada, entretanto, a Retroflexão da CA contribuiu com 75,98% da desintensificação do TV integrado nessa seção.
- A diminuição do TC integrado na seção AF-AA está principalmente relacionado à desintensificação do TC da APAN nessa seção, que contribuiu com 52,06% da desintensificação e à Retroflexão da CA, que contribuiu com 46,67% da desintensificação do TC integrado.
- Através da análise do TC meridional integrado no globo, observa-se que a Circulação Termohalina, no experimento anômalo, apresenta algumas mudanças em diversos trechos do seu trajeto.
- Por meio da metodologia aplicada e das análises realizadas, sugere-se que não há mudanças abruptas no padrão de comportamento da Circulação Termohalina no experimento anômalo como sugere o estudo de MANABE; STOUFFER (1995). Entretanto, diversas alterações foram identificadas, fruto da imposição do gelo marinho relativo ao ano de 2100 do cenário A1FI do IPCC e que podem provocar, com simulação computacional mais extensa, uma nova configuração na circulação profunda ou o reequilíbrio do sistema.

8. TRABALHOS FUTUROS

Pretende-se integrar os resultados desse trabalho com estudos da avaliação do forçante de gelo marinho na dinâmica oceânica e atmosférica através de modelagem climática global acoplada com outros componentes do sistema climático como a litosfera e a criosfera.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY Glossary of Meteorology. Disponível em <<http://amsglossary.allenpress.com/glossary>>. Acessado em 19 de março de 2012.
- ANDERSON, J. L.; BALAJI, V.; BROCCOLI, A. J. *et al.* The New GFDL Global Atmosphere and Land Model AM2-LM2: Evaluation with Prescribed SST Simulations. The GFDL Global Atmospheric Model Development Team, **Journal of Climate**, v. 17, n. 24, p. 4641-4673. 2004.
- ASSAD, L. P. F. ; TORRES JR, A. R. ; ARRUDA, W. Z. *et al.* Volume and Heat Transports in the World Oceans from an Ocean General Circulation Model. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, p. 181-194, 2009b.
- ASSAD, L. P. F. ; TORRES JR., A. R. ; CANDELLA, R. N. *et al.* Brazil Malvinas Confluence Upper Ocean Temperature Anomalies induced by an ENSO wind forcing **Ciencias Marinas**, v. 36, p. 267-284, 2010.
- ASSAD, L. P. F.; CANDELLA, R. N. ; TORRES JR, A. R. Características climatológicas do Oceano Atlântico Sul obtidas a partir de um Modelo Computacional Global (MOM). **Pesquisa Naval (SDM)**, v. 21, p. 17-25, 2008.
- ASSAD, L.P. DE F. 2006. **Influência Do Campo De Vento Anômalo Tipo Enso Na Dinâmica Do Atlântico Sul**. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Programa de Engenharia Civil, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- ASSAD, L.P. de F.; MANO, M.F.; DECCO, H.T. de; TORRES JR., A.R.; LANDAU, L. Noções Básicas de Modelagem Hidrodinâmica Computacional e de Dispersão de Poluentes. 1ª Ed. 2009a. Disponível em: <http://www.lamce.coppe.ufrj.br/Inter/NucleosDeApoio/NUMA/data/cursos/apo_stila.pdf>. Acessado em: 15 de março de 2011.
- ASSAD, L.P.F. “ENSO - type Wind Stress Field Influence over Global Ocean Heat and Volume Transports”. In: *Intechweb.org. Climate Variability - Some Aspects, Challenges and Prospects. Rijeka, Croatia: Abdel Hannachi, 2011*, p. 99-120.
- BEAL, L.M.; DE RUIJTER, W.P.M.; BIASTOCH, A. *et al.* On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate **Nature**, v. 472, p. 429-436. 2011.
- BERNEM, C.VAN; BEUSEKOM, J.VAN; BOSCH, T. *et al.* **World Ocean Review** 1ª ed. Hamburgo: Maribus, 2010.

- BIASTOCH, A.; BÖNING, C.W.; SCHWARZKOPF, F.U. *et al.* Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies **Nature**, v. 462, p. 495-499. 2009.
- BÖNING, C.W.; SCHEINERT, M.; DENG, J. *et al.* Decadal variability of subpolar gyre transport and its reverberation in the North Atlantic overturning **Geophysical Research Letters** v. 33, L21S01, doi:10.1029/2006GL026906, 5p. 2006.
- BROECKER, W.S. The Great Ocean Conveyor **Oceanography** v. 4, n. 2, p. 79-89, 1991.
- CAMPOS, E.; BUSALACCHI, A.; GARZOLI, S. *et al.* The South Atlantic and climate In: THE OCEAN OBSERVING SYSTEM FOR CLIMATE, 1999, St. Raphael, France. OCEANOBS99, 1999.
- CLARKE, A.; CHURCH, J.; GOULD, J. The Ocean and Climate: Ocean Processes and Climate Phenomena. In: SIEDLER, G.; CHURCH, J.; GOULD, J. (Eds.) *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean*. London; San Diego: Academic Press, 2001. p.11-30.
- CUNNINGHAM, S.A.; ALDERSON, S.G.; KING, B.A. *et al.* Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage, **J. Geophys. Res.**, v. 108, n. C5, 8084, doi:10.1029/2001JC001147, 2003.
- COLLING, A. Ocean Circulation. 2^a ed. Oxford, THE OPEN UNIVERSITY, Elsevier, 1989. 3^o volume.
- DELWORTH, T.L.; BROCCOLI, A.J.; ROSATI, A. *et al.* GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and Simulation Characteristics **American Meteorological Society**. 2006.
- DONNERS, J.; DRIJFHOUT, S.S.; HAZELEGER, W. Water mass transformation and subduction in the South Atlantic **Journal of Physical Oceanography. American Meteorological Society** v. 35, p. 1841-1860. 2005.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T.; ØSTERHUS, S. *et al.* Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea **Journal of Geophysical Research**, v. 109, C02015, 15 p. 2004.
- GANACHAUD, A.; WUNSCH, C. Improved Estimates Of Global Ocean Circulation, Heat Transport and Mixing From Hydrographic Data **Nature** v. 408, p. 453-457. 2000.

- GANACHAUD, A.; WUNSCH, C. Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment **Journal of Climate** v. 16, p. 696-705. 2002.
- GARZOLI, S.L.; BARINGER, M.O. Meridional heat transport determined with expandable bathythermographs – Part II: South Atlantic transport **Deep Sea Research I** v. 54, p. 1402-1420. 2007.
- GFDL CM2.1 experiments and metadata metadata: CM2.1U-D4_1860-2000-AllForc_H2. 2006. Disponível em <http://nomads.gfdl.noaa.gov/CM2.X/CM2.1/data/metadata/20C3M_run2.html>. Acessado em: 14 de maio de 2011
- GFDL CM2.1 experiments and metadata metadata: CM2.1U-H2_SresA1FI. 2006. Disponível em: <http://nomads.gfdl.noaa.gov/CM2.X/CM2.1/data/metadata/SRESA1FI_run1.html>. Acessado em: 12 de maio de 2011.
- GFDL home page. Disponível em < <http://www.gfdl.noaa.gov/>>. Acessado em: 18 de maio de 2011.
- GIORGI, F. Climate Change Prediction **Climatic Change** v. 73, p. 239-265. 2005.
- GNANADESIKAN, A.; DIXON, K.W.; GRIFFIES, S.M. *et al.* GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part II: The Baseline Ocean Simulation **Journal of Climate – Special Section**. American Meteorological Society. v. 19, p. 675-697. 2006.
- GORDON, A.L. Interocean Exchange of Thermocline Water **Journal of Geophysical Research** v. 91, n. C4, p. 5037-5046. 1986
- GORDON, A.L. The Brawniest retroflection **Nature** v. 421, p. 904-905. 2003.
- GRASSL, H. The Ocean and Climate: Climate and Oceans. In: SIEDLER, G.; CHURCH, J.; GOULD, J. (Eds.) *Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean*. London; San Diego: Academic Press, 2001. p.3-10.
- GRIFFIES, S.M.; BÖNING, C.; BRYAN, F.O. *et al.* Developments in ocean climate modeling **Ocean Modelling** v. 2, p.123-192. 2000.
- GRIFFIES, S.M.; GNANADESIKAN, A.; DIXON, K.W. *et al.* Formulation of an ocean model for global climate simulations **Ocean Science**, v. 1,p. 45–79. 2005.

- GRIFFIES, S.M.; HARRISON, M.J.; PACANOWSKI, R.C. *et al.* A Technical Guide To Mom4 GFDL Ocean Group Technical Report No. 5. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. 2008. Disponível em: <www.gfdl.noaa.gov>. Acessado em 20 de março de 2011.
- HARTMANN, D.L. **Global Physical Climatology** São Diego, Academic Press, 1994.
- HOLFORT, J.; SIEDLER, G. The Meridional Oceanic Transports of Heat and Nutrients in the South Atlantic **Journal of Physical Oceanography** v. 31, p. 5-29. 2001.
- HOUGHTON, J.T. **Global Warming** 3^aed. New York: Cambridge University Press, 2004.
- HOUGHTON, J.T. **Global Warming** 4^aed. New York: Cambridge University Press, 2009.
- 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. 2001. Disponível em: <http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/>. Acessado em 11 de junho de 2011
- IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2013. Disponível em: <<http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/#.UIQNWddn2IM/>>. Acessado em 08 de outubro de 2013
- KAMPEL, M.; SILVA JR., C.L. da Análise EOF da Confluência Brasil-Malvinas a partir de imagens AVHRR. In: VIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 1996, Salvador. p. 775-780.
- LEGGETT, J.; PEPPER, W.J.; SWART, R.J. Emissions Scenarios for the IPCC: an Update. In HOUGHTON, J.T.; CALLENDER, B.A.; VARNEY, S.K. (eds.) *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Assessments*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 69-95.
- LIMEBURNER, R.; WHITEHEAD, J.A.; CENEDESE, C. Variability of Antarctic bottom water flow into the North Atlantic **Deep-Sea Research**, v. 52, n. II, p. 495–512. 2005.
- MANABE, S; STOUFFER, R.J. Simulation of abrupt climate change induced by fresh-water input to the North Atlantic Ocean **Nature**, v. 378, p. 165-167. 1995.

- MKHANDI, S.H.; VALIMBA, P.; KIMARO T. A. Development of Climate Change Scenarios. Pangani Basin Water Board, Moshi and IUCN Eastern and Southern Africa **Regional Programme**. v. 7, p. 53. 2008.
- NSIDC Data: Terminology. 2013. Disponível em: <<http://nsidc.org/cryosphere/seaice/data/terminology.html>>. Acessado em 2 de abril de 2013.
- PEIXOTO, J.P.; OORT, A.H. **Physics of Climate**. 3ª ed. New York: American Institute of Physics, 1992.
- PETERSON, R.G.; STRAMMA, L.. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean **Prog. Oceanog.** v. 26, p. 1-73. 1991.
- PICKARD, G.L. **Oceanografia Física Descritiva** Uma introdução. 2ª ed. Rio de Janeiro, 1974.
- POND, S.; PICKARD, G.L. **Introductory Dynamical Oceanography**. 2ª ed. Pergamon Press Inc., Nova Iorque, 1983
- REID, J.L. On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports **Prog. Oceanog.**, v. 33, p 1-92. 1994.
- REID, J.L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports **Prog. Oceanog.**, v. 23, p. 149-244. 1989.
- RINTOUL, S.R. South Atlantic Interbasin Exchange **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C2, p. 2675-2692. 1991.
- RUSSEL, J.L. The Southern Hemisphere Westerlies in a Warming World: Propping Open the Door to the Deep Ocean **Journal of Climate**. v.19, p. 6382-6390. 2006.
- SANCHO, L.M.B., 2012. Análise dos transportes advectivos de calor e volume na baía do Atlântico Sul frente a cenários de mudanças climáticas. Monografia de Graduação. UERJ.
- SCHMITZ, W.J. North Atlantic Circulation **World Ocean Circulation** v.2, Technical Report, 1996.
- SCHMITZ, W.J.; McCARTNEY, M.S. On the North Atlantic Circulation Reviews of Geophysics, v. 31, n. 1, p. 29-49. 1993.
- SCHMITZ, W.J.Jr.; RICHARDSON, P.L. On the sources of the Florida Current **Deep-Sea Research** v. 38, s. 1, p. S379-S409. 1991.

- SILVEIRA, I.C.A.; SCHMIDT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.D. *et al.* A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira **Ver. Bras. Oceanogr.** v. 48, n. 2, p. 171-183. 2000.
- SPEER, K.G.; ZENK, W. The Flow of Antarctic Bottom Water into the Brazil Basin **Journal Of Physical Oceanography**, v. 23, p. 2667-2682. 1993.
- STAMMER, D.; WUNSCH, C.; GIERING, R. *et al.* Volume, heat, and freshwater transports of the global ocean circulation 1993–2000, estimated from a general circulation model constrained by World Ocean Circulation Experiment (WOCE) data **Journal Of Geophysical Research**, v. 108, n. C1, 3007, doi:10.1029/2001JC001115, 23p. 2003.
- STEWART, R. H. **Introduction to Physical Oceanography** Texas, Texas A; M University, 2008.
- STOUFFER, R.J.; BROCCOLI, A.J.; DELWORTH, T.L. *et al.* GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part IV: Idealized Climate Response **Journal of Climate – Special Section**. American Meteorological Society. v. 19, p. 723-740. 2006a.
- STOUFFER, R.J.; SEIDOV, D.; HAUPT, B.J. Climate response to external sources of freshwater: North Atlantic versus the Southern Ocean **Journal of Climate**, v. 20, p. 436-448. 2007.
- STOUFFER, R.J.; YIN, J; GREGORY, J.M. *et al.* Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Change **Journal of Climate**, v. 19, p. 1365-1387. 2006b.
- STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean **Deep Sea Research** v. 46, n. II, p. 279-303. 1999.
- SUN, C.; RIENECKER, M.M.; ROSATI, A. *et al.* Comparison and Sensibility of ODASI Ocean Analyses in the Tropical Pacific **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 2242-2264. 2007.
- SVERDRUP, H.U., JOHNSON, M.W.; FLEMING, R.H. The Oceans: their physics, chemistry and general biology **Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc.** 1087p. 1942.
- TOMCZAK, M.; GODFREY, J.S. **Regional Oceanography: an introduction** Inglaterra, Elsevier Science Ltd. 1994.

- VECCHI, G.A., B.J. SODEN, A.T. WITTENBERG, I.M. *et al.* Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. **Nature**, vol. 441, p. 73-76. 2006.
- VELLINGA, M.; WOOD, R.A. Global Climatic Impacts Of A Collapse Of The Atlantic Thermohaline Circulation **Climatic Change** Vol. 54, P. 251–267, 2002.
- WINTON, M. A Reformulated Three-Layer Sea Ice Model **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, p. 525-531. 2000.
- WITTENBERG, A.T., ROSATI, A., LAU, N. *et al.* GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part III: Tropical Pacific Climate and ENSO. **American Meteorological Society**, p .698-792. 2006.
- WUNSCH, C. What is the Thermohaline Circulation? **Science**, v. 298, p.1179-1181. 2002.
- ZHENG, Y.; GIESE, B.S. Ocean heat transport in Simple Ocean Data Assimilation: Structure and mechanisms **Journal Of Geophysical Research**, v. 114, C11009, doi:10.1029/2008JC005190, 17p. 2009.

➤ ANEXO I

Desde 2004, os modelos da família CM 2 do GFDL tem se tornado os principais nesse laboratório para pesquisas sobre o clima (MKHANDI *et al.*, 2008). O CM 2.1 consiste em quatro módulos que representam os componentes do sistema climático, simulando os processos mais importantes de cada componente e as interações entre eles (trocas de calor, massa etc.) (DELWORTH *et al.*, 2006; MKHANDI *et al.*, 2008). São eles: o módulo da atmosfera; o módulo de terra, que representa a litosfera e parte da criosfera; o módulo de oceano, que representa a hidrosfera e o módulo de gelo marinho, que representa a criosfera. O modelo foi desenvolvido para simular a variabilidade do clima atmosférico e oceânico através de alterações climáticas.

As interações entre os módulos são realizadas através do acoplador *Flexible Modeling System* (FMS; http://www.gfdl.noaa.gov/_fms/ - ANDERSON *et al.*, 2004; DELWORTH *et al.*, 2006) que calcula e transmite os fluxos entre o módulo emissor e os demais módulos receptores a cada duas horas. O FMS calcula a maior parte dos fluxos em uma grade de troca antes dos mesmos serem transmitidos ao módulo receptor (DELWORTH *et al.*, 2006). Adicionalmente, o acoplador realiza os cálculos necessários de regradeamento para que cada módulo receba os fluxos enviados em sua grade nativa, uma vez que essas grades podem ser diferentes para cada um (ANDERSON *et al.*, 2004; DELWORTH *et al.*, 2006; MKHANDI *et al.*, 2008). Nesse trabalho, foi utilizado apenas o módulo oceânico do CM 2.1, que será descrito na seção seguinte.

1. O MÓDULO OCEÂNICO

A componente oceânica do CM 2.1 é referenciada na literatura como OM 3.1 e sua formulação baseia-se no código do MOM4 (DELWORTH *et al.*, 2006; GNANADESIKAN, *et al.*, 2006; GRIFFIES *et al.*, 2005; MKHANDI *et al.*, 2008). O MOM foi desenvolvido inicialmente para estudos do sistema climático oceânico. Idealizado e sustentado por pesquisadores do GFDL, recebe contribuições de pesquisadores de todo o mundo (GRIFFIES *et al.*, 2008). Segundo Griffies *et al.* (2005), os modelos da família OM 3 (OM 3.0 e OM 3.1) são considerados – à época do estudo – dois dos modelos oceânicos mais realistas produzidos pelo GFDL e mais bem feitos entre os modelos numéricos existentes no mundo.

O modelo pode ser definido como a representação numérica das equações do movimento dos oceanos discretizadas em uma grade numérica Euleriana (ASSAD, 2006; GRIFFIES *et al.*, 2008). O MOM utiliza o sistema de grade numérica alternada B de Arakawa, onde as variáveis vetoriais encontram-se nas arestas enquanto que as

variáveis escalares encontram-se no centro da grade (Figura 53). Esse tipo de grade permite, com razoável acurácia, a representação de correntes geostróficas (GRIFFIES *et al.*, 2000; ASSAD, 2006; GRIFFIES *et al.*, 2008) de ondas de gravidade inerciais (GRIFFIES *et al.*, 2000; ASSAD, 2006) e define o arranjo horizontal dos campos do modelo; ou seja, a grade é fixa no tempo e no espaço (GRIFFIES *et al.*, 2008).

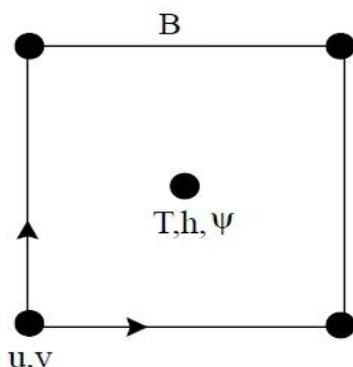


Figura 53: Representação da localização das variáveis horizontais na grade B de Arakawa usada no MOM4, onde T representa uma variável escalar, h representa a espessura da camada, ψ representa a função de corrente horizontal ou altura da superfície livre e u e v referem-se às componentes horizontais de velocidade.

Fonte: Modificado de Griffies *et al.* (2000).

O MOM é um modelo discretizado em níveis na vertical com coordenadas z , as quais permitem simplicidade na discretização numérica e facilidade na representação do gradiente de pressão horizontal. Esse tipo de coordenada também possibilita acurácia na representação da equação de estado da água do mar além de representar bem os processos diabáticos. Como desvantagem, esse tipo de coordenada apresenta dificuldade na representação da topografia e da camada limite de fundo (GRIFFIES *et al.*, 2000; ASSAD, *et al.*, 2009a). Outra desvantagem é a complexidade da representação de marcadores advectivos e da difusão ao longo de superfícies de densidade inclinadas no interior oceânico (GRIFFIES *et al.*, 2000). Apesar das desvantagens, a discretização em coordenadas z resolve de forma satisfatória os transportes de calor, pois mantém ao longo do domínio, nas camadas superiores, a mesma resolução. Além desse fato, esse tipo de discretização garante uma melhor representatividade das camadas superficiais oceânicas, o que assegura uma melhor representação dos processos de troca de calor, massa e energia entre os oceanos e a atmosfera.

O modelo possui resolução espacial meridional de 1° e zonal de $1/3^\circ$ no Equador, relaxando para 1° em direção aos pólos (Figura 54) (GRIFFIES *et al.*, 2005;

DELWORTH *et al.*, 2006; GNANADESIKAN, *et al.*, 2006; MKHANDI *et al.*, 2008; WITTENBERG, 2006). Dessa forma, a grade possui 360 pontos de longitude e 200 pontos de latitude. Ao norte de 30°N, o MOM 4 possui viscosidade horizontal cinco vezes menor do que nas demais regiões, o que acarreta em circulações dos giros subpolares mais energéticas (DELWORTH *et al.*, 2006).

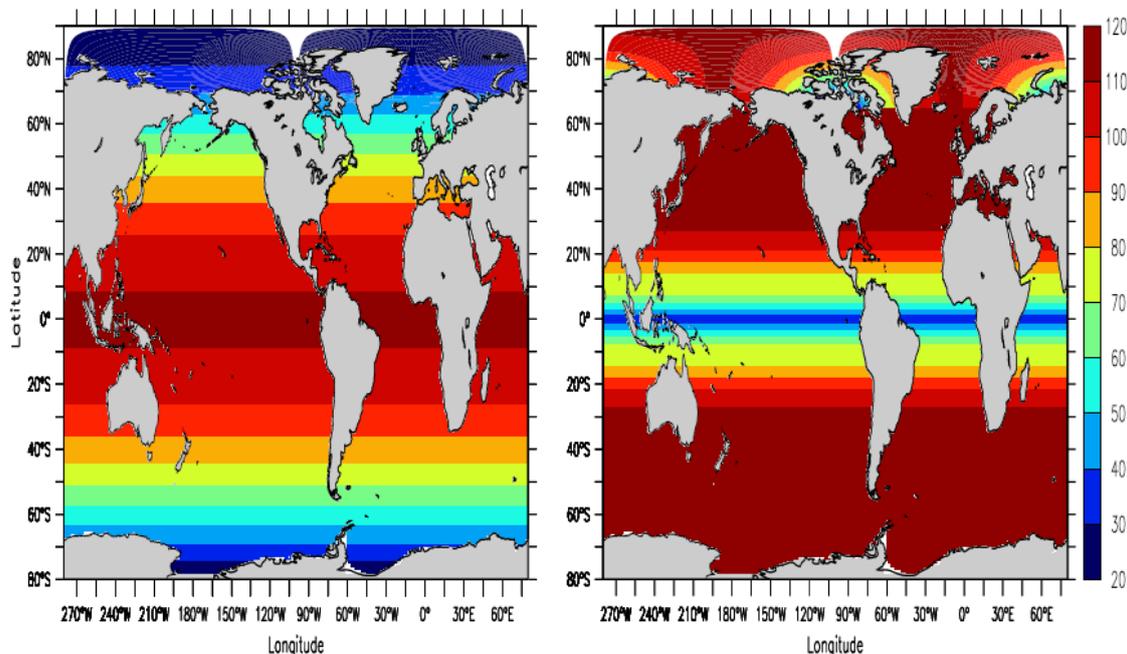


Figura 54: Esq.: Resolução meridional do MOM. Dir.: Resolução zonal do MOM. Resalta-se o refinamento da grade zonal na região Equatorial.

Fonte: GRIFFIES *et al.* (2005).

Esse modelo utiliza o algoritmo de passo de tempo independente para processos barotrópicos e baroclínicos (ASSAD, 2006; DELWORTH *et al.*, 2006). Esse esquema permite a utilização de passos de tempo para processos baroclínicos até 100 vezes maiores do que para processos barotrópicos (ASSAD, 2006). O esquema do passo de tempo utilizado no OM 3.1 é duas vezes mais rápido que a versão anterior, uma vez que permite que haja o dobro de passos de tempo do momento e de traçadores escalares na configuração do modelo (GRIFFIES *et al.*, 2005).

O MOM possui 50 níveis na vertical; sendo os 22 primeiros com espessura de 10 metros (ASSAD, 2006; DELWORTH *et al.*, 2006; GNANADESIKAN *et al.*, 2006; WITTENBERG, 2006; MKHANDI *et al.*, 2008; ASSAD, 2011). A partir do 23º nível, a espessura das camadas vai aumentando gradualmente até atingir uma espessura de aproximadamente 366 metros na região-limite de profundidade do oceano (5500 me-

tros) (GRIFFIES *et al.*, 2005; DELWORTH *et al.*, 2006; GNANADESIKAN *et al.*, 2006; WITTENBERG, 2006). Segundo Griffies *et al.* (2005), o espaçamento diferenciado da grade vertical foi utilizado para que o modelo fosse capaz de representar a termoclina tropical, assim como os processos que ocorrem na camada limite planetária subtropical. A Figura 55 representa a resolução vertical do modelo com a profundidade máxima e os diversos níveis.

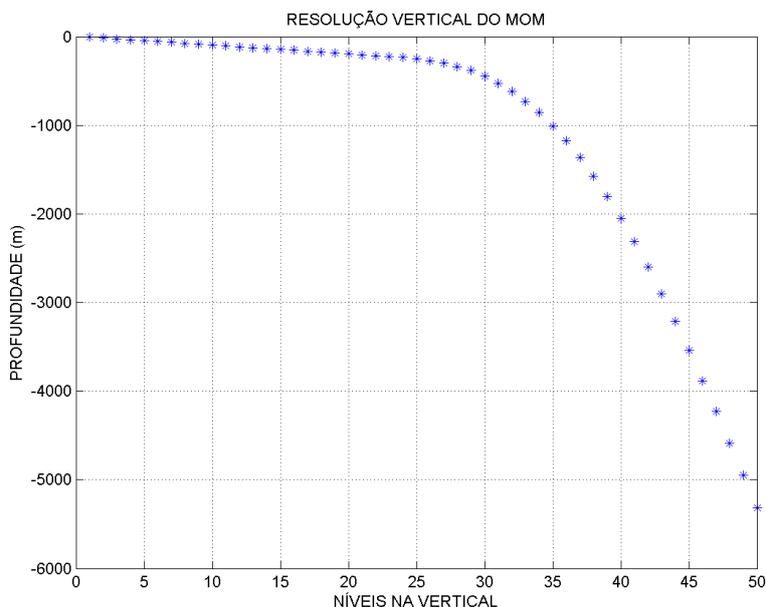


Figura 55: Representação esquemática da resolução vertical do modelo MOM4.

A topografia utilizada no MOM é uma composição de diversos produtos reunidos no Centro de oceanografia de Southampton (Southampton Oceanography Centre). Ela engloba a versão 6.2 de Smith; Sandwell (1997 *apud* GRIFFIES *et al.*, 2005), que mapearam um produto de satélite na projeção Mercator original para uma grade de latitude-longitude com uma resolução de 2'. Ao norte de 72°N, foi utilizada uma versão da Carta Internacional batimétrica dos Oceanos (JAKO-BSEN *et al.*, 2000 *apud* GRIFFIES *et al.*, 2005), enquanto que ao sul de 72°S, o produto utilizado foi o ETOPO5 (NOAA, 1988 *apud* GRIFFIES *et al.*, 2005). A Figura 56 representa a topografia do MOM. Em algumas regiões do substrato oceânico, são usadas células parciais para melhor representação (GRIFFIES *et al.*, 2005 – ver Figura 4 do autor; WITTENBERG, 2006), entretanto esse esquema não aumenta a capacidade do modelo de resolver fluxos altamente densos, próximos ao fundo (GRIFFIES *et al.*, 2005).

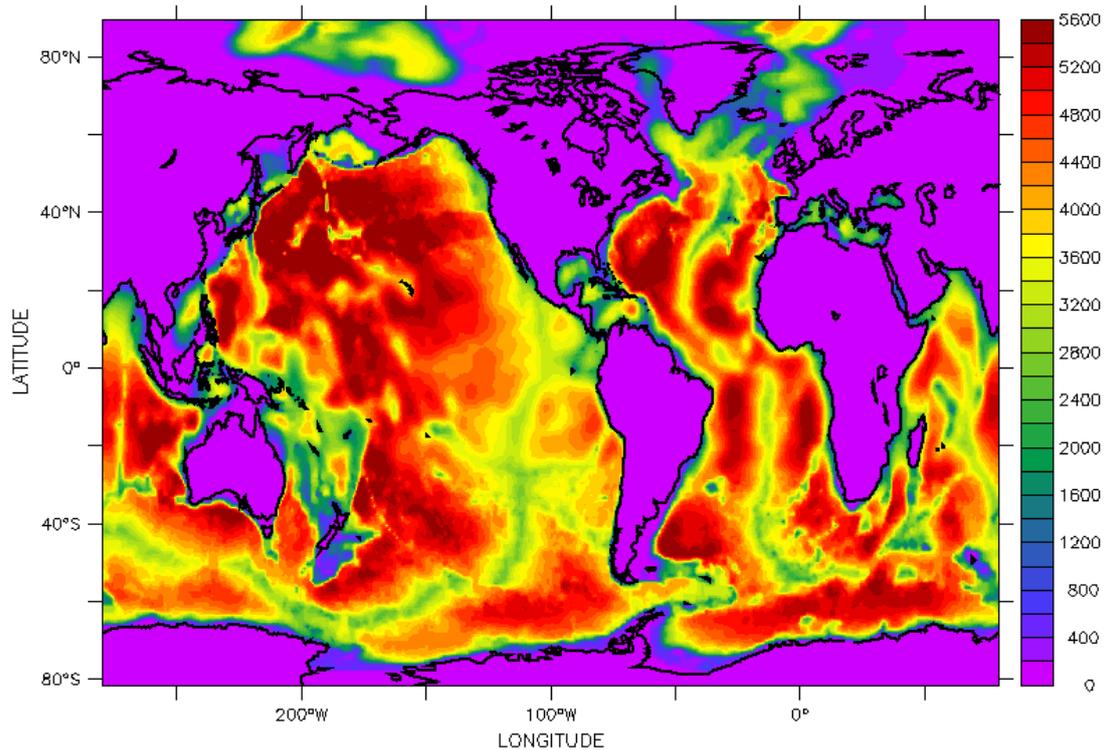


Figura 56: Batimetria utilizada no MOM em metros.

Com o objetivo de minimizar problemas numéricos associados à convergência de meridianos no Pólo Norte (GRIFFIES *et al.*, 2000; GRIFFIES *et al.*, 2005), o MOM permite a construção de grades numéricas esféricas globais com deslocamento dos pólos numéricos da mesma para longe dos pólos geográficos. Dessa forma, o modelo utiliza o método da grade tripolar desenvolvida por Murray (1996, *apud* GRIFFIES *et al.*, 2005; ASSAD, 2006; DELWORTH *et al.*, 2006; GNANADESIKAN, *et al.*, 2006; STOUFFER *et al.*, 2006a; ASSAD, 2011), representada na Figura 57, que emprega um sistema de coordenadas esféricas usuais ao sul de 65°N com um pólo na Antártida e uma região bipolar ao norte de 65°N com dois pólos situados sobre domínio terrestre (Canadá e Sibéria) (GRIFFIES *et al.*, 2005; ASSAD, 2006; GNANADESIKAN *et al.*, 2006). De acordo com Griffies *et al.* (2005), essa grade tripolar provou-se eficiente na representação dos oceanos e é utilizada com sucesso em diversos modelos do GFDL, inclusive o MOM 4.

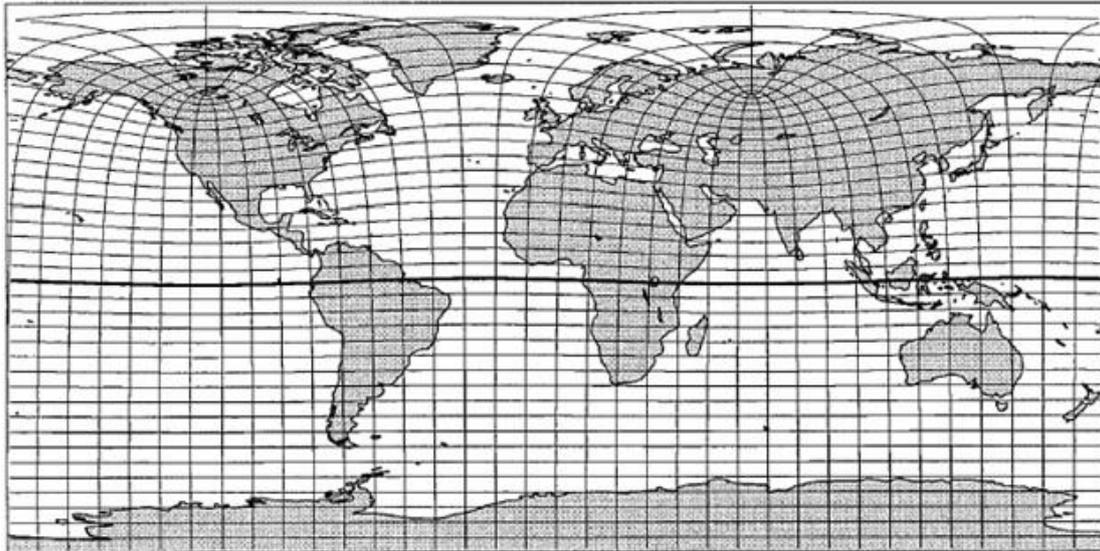


Figura 57: Representação esquemática da grade tripolar com região bipolar ao redor do oceano Ártico.

Fonte: Retirado de Murray (1996 *apud*. Assad, 2006).

O modelo utiliza contorno de fluxo de água doce (precipitação) e drenagem fluvial baseada em mapas de drenagem pré-determinados a partir de redes globais e mapas de drenagem (DELWORTH *et al.*, 2006; MKHANDI *et al.*, 2008). Uma vez que esse fluxo é dito verdadeiro, as descargas acrescentam massa ao oceano nos primeiros 40 metros ou 4 níveis verticais (GRIFFIES *et al.*, 2005; ASSAD, 2006; DELWORTH *et al.*, 2006; STOUFFER *et al.*, 2006a; MKHANDI *et al.*, 2008). No MOM4, existem seis porções d'água em terra, são elas: a baía de Hudson, o mar Negro, o mar Mediterrâneo, o mar Vermelho, o mar Báltico e o golfo da Pérsia (DELWORTH *et al.*, 2006). Essas águas são conectadas ao oceano Global através de processos de mistura nas regiões de conexão delas com o mar aberto (DELWORTH *et al.*, 2006).

Diferentemente da versão 4, as versões anteriores do MOM utilizavam a aproximação da tampa rígida na superfície do oceano. O MOM4 possui um método de resolução do modo externo oceânico que demonstrou eficiência na representação da dinâmica oceânica de grande escala em grades de baixa resolução, maiores que 1°, e alta resolução, menores que 1° (ASSAD, 2006; GNANADESIKAN, *et al.*, 2006). O método, chamado de superfície livre explícita, permite representações mais realistas dos fluxos de água doce (GRIFFIES *et al.*, 2005; GNANADESIKAN, *et al.*, 2006; WITTENBERG, 2006). Além das vantagens físicas, esse método permite um menor custo

computacional no processamento paralelo do modelo, tipicamente utilizados em modelagem climática (GRIFFIES *et al.*, 2005).

Entretanto, essas representações mais realistas dos fluxos de água doce introduzem alguns problemas no modelo. Um exemplo desses problemas diz respeito ao congelamento da superfície livre, causando instabilidade numérica quando a espessura do gelo se aproxima do elemento de grade de superfície (GRIFFIES *et al.*, 2005; ASSAD, 2006; GNANADESIKAN, *et al.*, 2006). O modelo resolve esse problema limitando o peso do gelo no oceano a quatro metros de gelo, mesmo quando a espessura do gelo excede esse limite (GRIFFIES *et al.*, 2005; GNANADESIKAN, *et al.*, 2006).

➤ ANEXO II

1. O CENÁRIO H2

As condições iniciais para esse cenário foram obtidas do dia 1º de janeiro do ano 41 da fase de *spin up* do experimento controle-1860 (CM2.1U_Control-1860_D4) que caracteriza-se por simular o período pré-industrial. O experimento clima teve duração de 140 anos (do ano 1860 ao ano 2000).

Primeiramente, no experimento controle-1860, os modelos atmosférico e litosférico passaram pela fase de *spin up* com as forçantes do final do século XX. Após essa fase, os modelos foram acoplados com o modelo oceânico e o modelo de gelo marinho cujas condições iniciais também foram obtidas através de observações do final do século XX. Condições de contorno referentes ao ano de 1860, que incluem os gases de efeito estufa CO₂, NH₄, N₂O, ozônio troposférico e estratosférico, sulfatos troposféricos, carbono orgânico e negro, poeira, sal marinho, radiação solar e diferentes coberturas terrestres, foram aplicados ao modelo acoplado que foi integrado por um período de ajustamento de 220 anos.

As condições de contorno do experimento H2 variaram durante o período de 140 anos do experimento baseados em observações e reconstruções para o final do século XIX e século XX. Como no experimento controle-1860, as forçantes variáveis no tempo desse experimento foram CO₂, NH₄, N₂O atmosféricos, ozônio troposférico e estratosférico, sulfatos troposféricos antropogênicos, carbono orgânico e negro, aerossóis vulcânicos (o modelo calcula apenas os efeitos diretos), radiação solar e diferentes coberturas terrestres.

2. O CENÁRIO A1FI

O cenário A1FI é oriundo do Relatório Especial de Emissão de Cenários (*Special Report on Emission Scenarios - SRES* a sigla em inglês), desenvolvido pelo IPCC. Nesse relatório, as histórias das condições ambiental e econômica mundiais são descritas para quatro famílias de cenários; A1, A2, B1 e B2 que possuem diferentes características (HOUGHTON, 2004; MKHANDI *et al.*, 2008; HOUGHTON, 2009), como pode ser observado na Figura 58 que destaca os principais focos de cada família. As descrições levam em consideração aspectos políticos, sociais, culturais e educacionais, que vão moldar a evolução econômica e os impactos no meio ambiente (MKHANDI *et al.*, 2008). O cenário A1FI deriva da família A1 cujos cenários descrevem o futuro em um mundo de rápido crescimento econômico e populacional, que atinge o pico populacional no meio do século e declina em seguida, e a rápida introdução de novas e eficientes tecnologias (HOUGHTON, 2004, 2009). De acordo

com Mkhanda *et al.* (2008), um cenário climático é uma indicação de como o futuro a longo prazo (várias décadas ou séculos) pode ser dada uma série de premissas e condições.

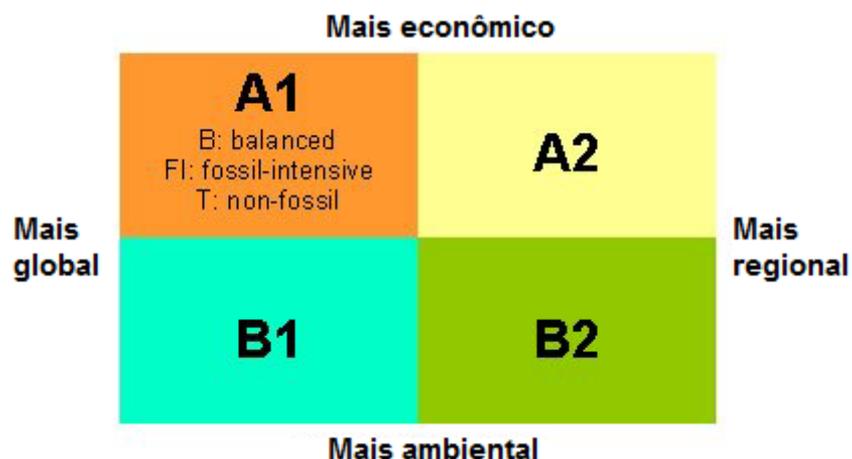


Figura 58: Representação esquemática das famílias dos cenários do SRES. As famílias A1 e A2 possuem um foco mais econômico, enquanto que as famílias B1 e B2 possuem um foco mais ambiental. Além disso, as famílias A1 e B1 possuem um foco mais global, enquanto que as famílias A2 e B2 possuem um foco mais regional.

Fonte: Modificado de Mkhanda *et al.* (2008).

O experimento A1FI foi simulado pelo CM 2.1 e utilizado no AR4 do IPCC. A inicialização foi realizada em 1º de janeiro de 2001 com duração de 100 anos. As condições iniciais para esse experimento foram adquiridas a partir de 1º de janeiro de 2001 do experimento H2. Diversas forçantes variáveis no tempo foram baseadas nos resultados do modelo climático global da química atmosférica MOZART (GFDL, 2006) para os cenários do experimento A1FI. Para esse experimento, os aerossóis vulcânicos foram tomados como zero, os tipos de cobertura terrestre não variaram ao longo do tempo e a radiação solar variou sazonalmente com base em médias do final do século XX, mas sem variação interanual. A Figura 59 representa a série temporal da mudança de temperatura global para os cenários desenvolvidos no SRES e para o cenário IS92a existente antes do SRES (maiores informações sobre o cenário IS92a podem ser encontradas em LEGGETT *et al.*, 1992). Observa-se que dentre os diversos cenários exibidos, o A1FI representa o mais crítico entre todos, exibindo uma mudança de temperatura de mais de 4°C ao final da série.

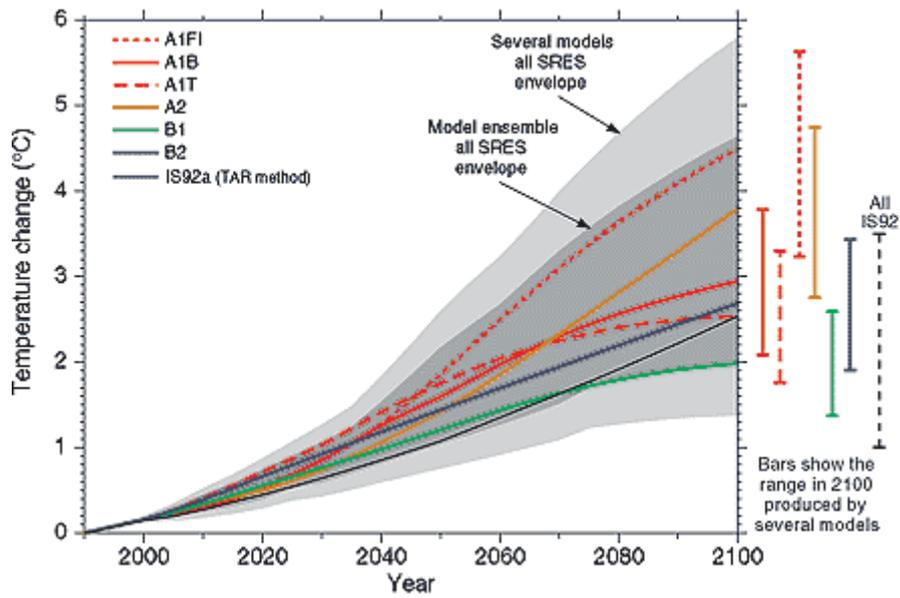


Figura 59: Série temporal da mudança global de temperatura (°C) associada aos seis cenários do SRES juntamente com o cenário IS92a.

Fonte: Mkhani *et al.*, 2008.