

Marcos Tonelli

**Estudo Numérico da Variabilidade das
Massas de Água do Mar de Ross nos
Séculos XX e XXI**

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

Orientadora:

Profa. Dra. Ilana E. K. C. Wainer

São Paulo

2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Sumário

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | Introdução | 1 |
| 1.1 | O Oceano Austral | 3 |
| 1.2 | Área de Estudo | 8 |
| 1.3 | Mar de Ross | 9 |
| 1.3.1 | Oceanografia Regional | 9 |
| 2 | Objetivo | 14 |
| 3 | Material e Métodos | 16 |
| 3.1 | <i>Community Climate System Model 3.0</i> | 19 |
| 3.2 | Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos | 21 |
| 3.3 | Descrição da técnica | 23 |
| 3.3.1 | Determinação das SWTs para o MR | 26 |
| 4 | Resultados e Discussão | 30 |
| 4.1 | Campo de Velocidade | 30 |
| 4.2 | Seções de Temperatura | 33 |
| 4.3 | Seções de Salinidade | 38 |
| 4.4 | Diagramas TS | 42 |
| 4.5 | Distribuição das Massas de Água – SODA | 46 |
| 4.6 | Distribuição das massas de água – CCSM3 | 49 |
| 4.6.1 | Distribuição da CDW | 49 |
| 4.6.2 | Distribuição da ISW | 57 |
| 4.6.3 | Distribuição da LSSW | 65 |
| 4.7 | Concentração de Gelo Marinho | 72 |
| 4.8 | Modo Anular Sul - SAM | 75 |
| 5 | Conclusões | 76 |

Agradecimentos

À Ilana, uma super orientadora, pelo conhecimento disponibilizado, pela paciência nos momentos críticos, pelas oportunidades de conhecer o mundo e por me ensinar a fazer pesquisa e a buscar o conhecimento "com as próprias pernas"!

Ao Prof. Maurício Mata, por me dar a oportunidade de navegar no Oceano Austral e pisar no Continente Antártico!

Aos meus pais, por me apoiarem emocionalmente, financeiramente e de todas as formas que só vcs são capazes e aos meus irmãos por fazerem o mesmo, exceto pelo "financeiramente", pois aí seria demais!

À Denise, por acreditar em mim, me apoiar e muitas vezes me dar mais créditos do que mereço... te amo!

Ao Jedi Master Bruno Ferrero, pelo companheirismo e pela ajuda impagável quando meus programas se revoltavam contra mim... e por não cobrar os 10 reais exigidos a cada socorro prestado!

Ao Helvio, pela amizade incondicional!

Ao Michael e à Simone, por estarem sempre por perto... mesmo que distantes!

À Rê, por dividir as alegrias e aflições desses dois anos de "graduação estendida"!

Aos companheiros de batalha Piero, Alexandre, Gustavo, Marin, Vitor, Felipe, Wellington e Rafael, pelos momentos hilários que atenuaram a "densidade" dos cursos!

À Nati, por deixar a vida no laboratório mais colorida e divertida!

Ao Pitoco, por compartilhar seus infindáveis conhecimentos e deixar este trabalho mais bonito!

À Didi, pelos incontáveis cappuccinos e a todos os funcionários e amigos que me acompanharam e ajudaram sempre!

Resumo

O oceano desempenha papel fundamental na configuração e manutenção do clima da Terra, sendo considerado um dos componentes principais do sistema climático. Diversos estudos foram conduzidos para avaliar as mudanças nos processos climáticos e como o clima, em contrapartida, é afetado por tais mudanças. O presente trabalho visa investigar o impacto das mudanças climáticas na formação de massas de água do oceano austral. Foram analisados resultados de simulação numérica para os séculos XX e XXI pelo modelo CCSM3 para os cenários 20c3m e SRESA1B do IPCC. Através da técnica de separação de massas de água Análise Otimizada de Parâmetros Múltiplos (OMP) foram identificadas 3 massas de água no Mar de Ross: Água Profunda Circumpolar (CDW); Água da Plataforma de Gelo (ISW); Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW). A ISW, precursora da Água de Fundo Antártica (AABW), apresenta maior variação espacial tornando-se mais rasa no século XX e assumindo camadas mais profundas no século XXI. A variação da ISW está relacionada à variação do Modo Anular Sul (SAM) e à variação do gelo marinho.

Descritores: Oceano Austral; Mar de Ross; Água da Plataforma de Gelo; ISW; gelo marinho; SAM; CCSM3.

Abstract

It has been known for a long time that the ocean plays the most important role on Earth's heat budget, what turns it into a major component of the global climate system. Therefore, many studies have been made to assess whether features of climate processes are changing and how may climate itself be affected by these changes. This work aims to look at the impact of climate changes on water masses formation in the Southern Ocean. Results from the 20th century and SRESA1b CCSM3/NCAR simulation (1870 to 2100) were analyzed using the Optimum Multiparameter Analysis (OMP) to separate water masses. Three water masses were identified in the Ross Sea: Circumpolar Deep Water (CDW); Ice Shelf Water (ISW); Low Salinity Shelf Water (LSSW). Simulation results have shown that the ISW gets shallower during the 20th century and then, during the 21st century, it gets deeper and occupies the deepest layer by 2100 while it flows towards higher latitudes as AABW. Much closely to what has been shown by observational studies, water masses formation in the Southern Ocean is intrinsically linked to atmospheric variability modes, such as the southern annular mode–SAM, and to sea ice variation.

Key-words: Southern Ocean; Ross Sea; Ice Shelf Water; ISW; Sea Ice; SAM; CCSM3.

Lista de Acrônimos

AABW Água de Fundo Antártica

AASW Água de Superfície Antártica

ACC Corrente Circumpolar Antártica

CAM3 *Community Atmosphere Model 3.0*

CCSM3 *Community Climate System Model 3.0*

CDO *Climate Data Operator 1.3.0*

CDW Água Profunda Circumpolar

CLM3 *Community Land Surface Model 3.0*

COADS *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*

CSIM5 *Community Sea Ice Model 5.0*

HadISST *Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature*

HS Hemisfério Sul

HSSW Água de Plataforma de Alta Salinidade

IPCC *Intergovernmental Panel on Climate Change*

ISW Água de Plataforma de Gelo

LSSW Água de Plataforma de Baixa Salinidade

MCDW Água Circumpolar Profunda Modificada

MOC Célula de Circulação Meridional

MR Mar de Ross

MW Mar de Weddell

NASA *National Aeronautics and Space Administration*

NCAR *National Center for Atmospheric Research*

NCEP/NCAR *National Centers for Environmental Prediction*

NCL *NCAR Command Language 5.1.1*

NCVIEW *NetCDF Data Viewer 1.93g*

NetCDF *Network Common Data Form*

NOAA *National Oceanic and Atmosphere Administration*

NODC *National Oceanographic Data Center*

NWP *Numerical Weather Prediction*

POP *Parallel Ocean Program*

PNM Pressão ao Nível do Mar

OA Oceano Austral

OMP *Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos*

RIS *Plataforma de Gelo do Mar de Ross*

SAM *Modo Anular Sul*

SODA *Simple Ocean Data Assimilation*

SWT *Source Water Type*

THC *Circulação Termohalina Global*

UNEP *United Nations Environment Program*

WMO *World Meteorological Organization*

WOD2001 *World Ocean Database 2001*

Lista de Figuras

| | | |
|----|--|----|
| 1 | Representação do Cinturão Condutor Oceânico proposto por Broecker, 1987. (<i>Bureau of Meteorology–Australian Government–http://www.bom.gov.au/</i>) | 2 |
| 2 | Atualização de Schmitz (1996) para a resrepresentação da THC proposta por Broecker. (adaptada de Schmitz, 1996) | 3 |
| 3 | Representação do Oceano Austral e das frentes características da região. (Orsi et al., 1995) | 5 |
| 4 | Topografia da plataforma continental do Mar de Ross. | 10 |
| 5 | Diagrama representando a circulação vertical das águas da plataforma do Mar de Ross (Smethie & Jacobs, 2005) | 11 |
| 6 | Diagrama representando a circulação das águas da plataforma do Mar de Ross (Budillon et al., 1999) | 13 |
| 7 | Mar de Ross e radiais R1, R2 e R3 | 27 |
| 8 | (a) Campo de velocidades médias (m/s) do oceano em 200 metros de profundidade; (b) Diferença entre o final do século XX e o início do resgistro; Diferença entre o final do século XXI e o início do resgistro | 32 |
| 9 | (a) Média temporal da temperatura na radial R1; (b) Anomalia de temperatura para o século XX; (c) Anomalia de temperatura para o século XXI | 35 |
| 10 | (a) Média temporal da temperatura na radial R2; (b) Anomalia de temperatura para o século XX; (c) Anomalia de temperatura para o século XXI | 36 |
| 11 | (a) Média temporal da temperatura na radial R3; (b) Anomalia de temperatura para o século XX; (c) Anomalia de temperatura para o século XXI | 37 |
| 12 | (a) Média temporal da salinidade na radial R1; (b) Anomalia de salinidade para o século XX; (c) Anomalia de salinidade para o século XXI | 39 |

| | | |
|----|---|----|
| 13 | (a) Média temporal da salinidade na radial R2; (b) Anomalia de salinidade para o século XX; (c) Anomalia de salinidade para o século XXI | 40 |
| 14 | (a) Média temporal da salinidade na radial R3; (b) Anomalia de salinidade para o século XX; (c) Anomalia de salinidade para o século XXI | 41 |
| 15 | (a) Digrama TS gerado com os dados do conjunto SODA (b) Digrama TS gerado com os dados do modelo CCSM3 | 44 |
| 16 | (a) Diagrama TS para três décadas: 1870 (azul); 1990 (verde); 2090 (vermelho) (b) Diagrama TS contínuo para 6 décadas: 1870 (azul); 1890(azul claro); 1940 (verde); 1990(amarelo); 2040(rosa); 2090(vermelho) | 45 |
| 17 | (a) Distribuição (%) da CDW na radial R1 a partir do dados do conjunto SODA; (b) ISW; (c) LSSW | 48 |
| 18 | (a) Distribuição (%) da CDW na radial R1 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 51 |
| 19 | (a) Anomalia da distribuição (%) da CDW na radial R1 para o século XX; (b) século XXI | 52 |
| 20 | (a) Distribuição (%) da CDW na radial R2 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 53 |
| 21 | (a) Anomalia da distribuição (%) da CDW na radial R2 para o século XX; (b) século XXI | 54 |
| 22 | (a) Distribuição (%) da CDW na radial R3 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 55 |
| 23 | (a) Anomalia da distribuição (%) da CDW na radial R3 para o século XX; (b) século XXI | 56 |
| 24 | (a) Distribuição (%) da ISW na radial R1 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 59 |

| | | |
|----|--|----|
| 25 | (a) Anomalia da distribuição (%) da ISW na radial R1 para o século XX; (b) século XXI | 60 |
| 26 | (a) Distribuição (%) da ISW na radial R2 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 61 |
| 27 | (a) Anomalia da distribuição (%) da ISW na radial R2 para o século XX; (b) século XXI | 62 |
| 28 | (a) Distribuição da (%) ISW na radial R3 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 63 |
| 29 | (a) Anomalia da distribuição (%) da ISW na radial R3 para o século XX; (b) século XXI | 64 |
| 30 | (a) Distribuição (%) da LSSW na radial R1 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 66 |
| 31 | (a) Anomalia da distribuição (%) da LSSW na radial R1 para o século XX; (b) século XXI | 67 |
| 32 | (a) Distribuição (%) da LSSW na radial R2 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 68 |
| 33 | (a) Anomalia da distribuição (%) da LSSW na radial R2 para o século XX; (b) século XXI | 69 |
| 34 | (a) Distribuição da (%) LSSW na radial R3 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090 | 70 |
| 35 | (a) Anomalia da distribuição (%) da LSSW na radial R3 para o século XX; (b) século XXI | 71 |
| 36 | (a) Variação temporal da SIC média (CCSM3); (b) Variação da SIC média: HadISST (azul) e CCSM3 (vermelho) | 73 |
| 37 | (a) Variação temporal da SIC no ponto I1; (c) Variação temporal da SIC no ponto I2 | 74 |

| | | |
|----|--|----|
| 38 | (a) Variação temporal do SAM (CCSM3); (b) Variação temporal do SAM: NCEP/NCAR (azul) e CCSM3vermelho | 75 |
|----|--|----|

1 Introdução

Apresentado em 1975 pelo pesquisador Wallace Broecker, o termo “aquecimento global” ganhou importância ao longo dos anos e ocupa atualmente posição de destaque nas discussões que permeiam o futuro do planeta Terra, tornando-se um lugar comum entre os meios político e científico. É uma vez que política e ciência caminham paralelamente e cada vez mais próximas, as pesquisas sobre mudanças climáticas cresceram em número e qualidade com o intuito de compreender a evolução do clima do planeta, o seu estado atual e o que se pode esperar para o futuro.

Talvez o maior exemplo desse esforço seja o *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC). Criado em 1989 pelas organizações *World Meteorological Organization* (WMO) e *United Nations Environment Program* (UNEP) o IPCC tem como objetivo principal apresentar aos governos do mundo uma perspectiva científica clara do que está acontecendo com o clima terrestre. Pesquisadores de diversos países analisam os resultados de modelos numéricos acoplados de última geração que, a partir de observações atuais, simulam o clima no passado e presente e realizam projeções para o futuro. Em linhas gerais, os modelos representam numericamente as principais componentes do sistema climático (Atmosfera–Oceano–Terra–Biosfera–Criósfera) e os fluxos entre eles, possibilitando a análise dos agentes que atuam sobre o mesmo.

De fato, existem diversos fatores responsáveis por moldar o sistema climático e suas variações a curto, médio e longo prazos, e neste contexto, o oceano desempenha um papel fundamental. Por realizar um intenso intercâmbio de energia e *momentum* com a camada inferior da atmosfera (Summerhayes & Thorpe, 1996; Wallace, 1977), o oceano é o maior responsável pela redistribuição da energia do Sol recebida nos trópicos, para as regiões polares através do que Broecker chamou de Cinturão Condutor Oceânico (Broecker, 1987). Segundo o autor, o fluxo de calor ao redor do globo estaria associado a uma corrente oceânica global com dois ramos; um su-

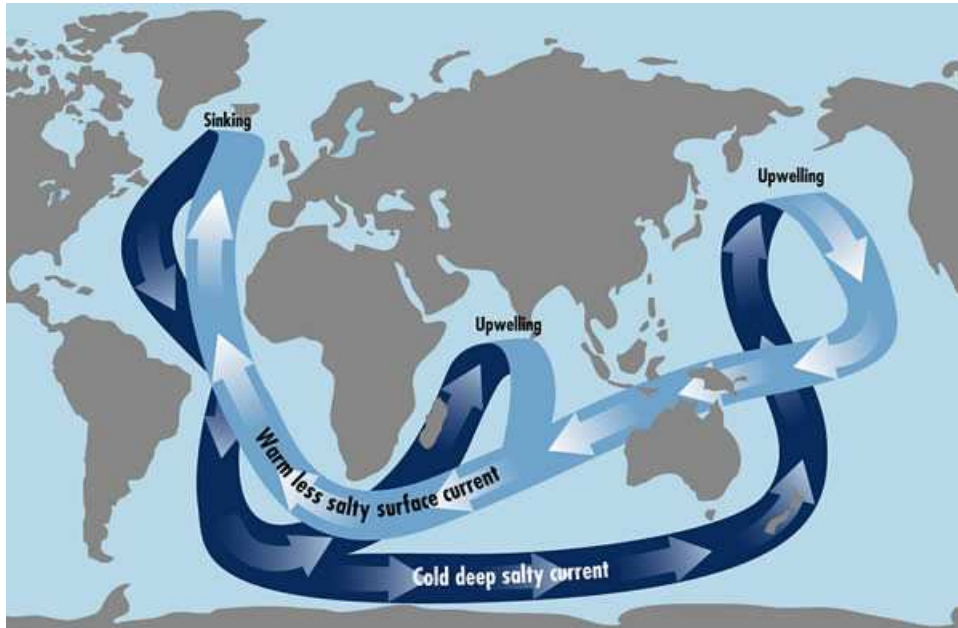


Figura 1: Representação do Cinturão Condutor Oceânico proposto por Broecker, 1987. (Bureau of Meteorology–Australian Government–<http://www.bom.gov.au/>)

perior, responsável por absorver o calor dos trópicos e transportá-lo para os pólos e um inferior, formado pelo afundamento das águas do Atlântico Norte após a devolução do calor armazenado para a atmosfera (Figura 1). Mantendo a conservação de massa, as águas do ramo inferior circulariam os fundos oceânicos para ressurgir na porção norte dos oceanos Pacífico e Índico. Assim, ainda que esta fosse uma primeira aproximação, se considerarmos que cerca de 50% da radiação solar que chega ao topo atmosfera terrestre são incorporados pelo oceano (Sulman, 1982), este último se apresentaria, efetivamente, como o maior responsável pela manutenção do clima da Terra.

De acordo com Schmitz & McCartney (1993) e Colling (2001), o esquema apresentado por Broecker (1975) é uma representação do efeito resultante da interação de diversas correntes com diferentes temperaturas, formando um padrão de circulação vertical, responsável pela ventilação do oceano profundo: a Circulação Termohalina Global (THC). Schmitz (1996) apresenta uma atualização para a representação

da THC (Figura 2), evidenciando não só a interação de diversas massas de água no transporte de calor, mas também a importância do Continente Antártico e do Oceano Austral (OA) (anteriormente negligenciados no esquema de Broecker), como regiões-chave para a THC.

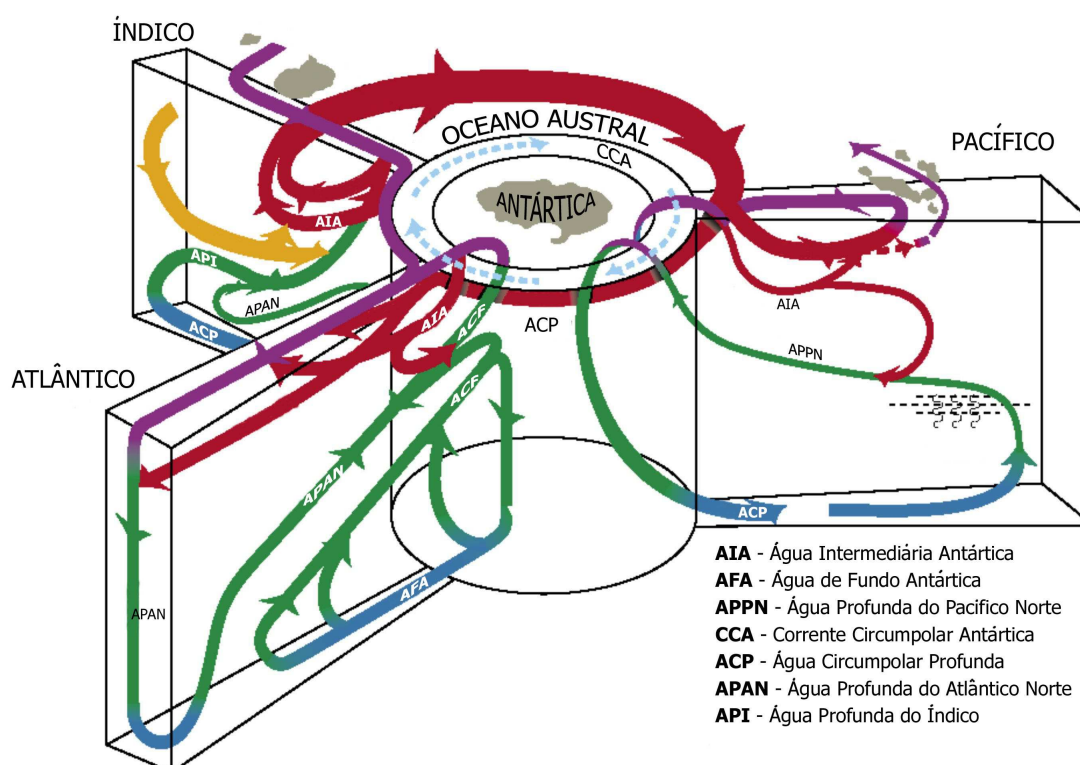


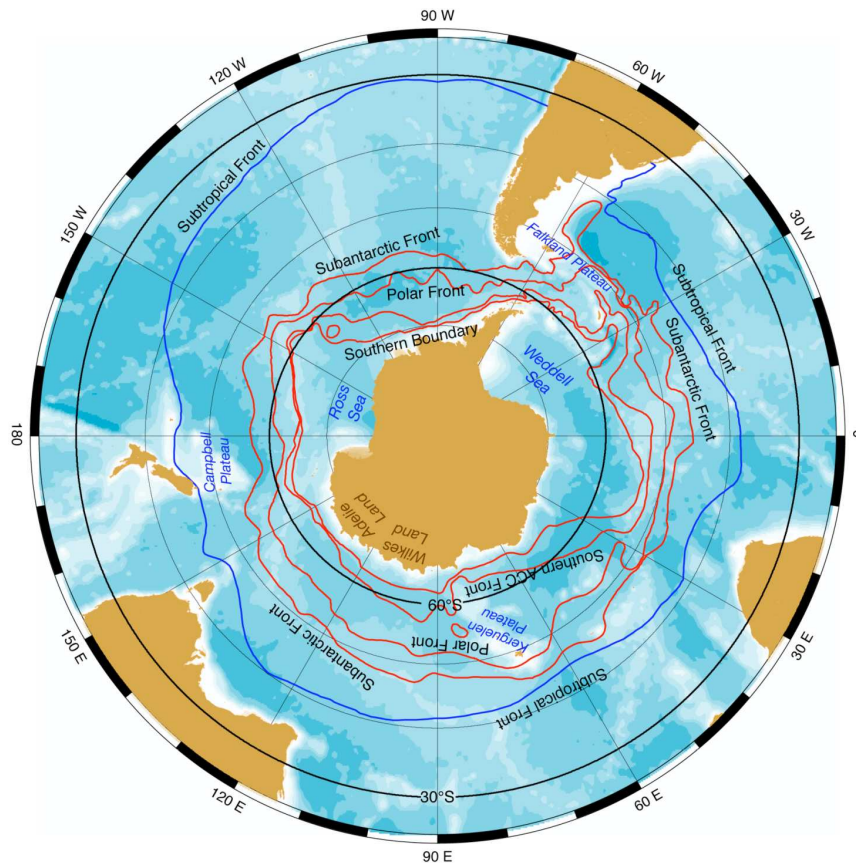
Figura 2: Atualização de Schmitz (1996) para a representação da THC proposta por Broecker. (adaptada de Schmitz, 1996)

1.1 O Oceano Austral

O OA é uma região diferenciada pelo seu isolamento e demanda especial atenção. Limitado ao sul pelo Continente Antártico e sem uma definição singular para o li-

mite norte o OA pode, de uma maneira geral, ser considerado como toda a região que circunda a Antártica (Figura 3). Segundo o Tratado Antártico o limite para o OA seria a latitude de 60°S, mas se considerarmos a extensão dos processos oceanográficos da região esse limite se estenderia até os 30°S. De qualquer maneira, a principal característica do OA é sua extensão longitudinal, onde a ausência de barreiras zonais que permite que este se apresente como uma faixa zonalmente contínua de água que interconecta as três grandes bacias oceânicas: o Índico, o Pacífico e o Atlântico. A característica dinâmica mais importante dessa configuração espacial é a Corrente Circumpolar Antártica (ACC), que consiste em um fluxo geostrófico que circunda o continente antártico de leste para oeste e se apresenta como o análogo mais próximo do sistema atmosférico de ventos zonais (Rintoul, 2006).

Além da circulação zonal, outra importante característica da atmosfera em relação ao oceano são os modos anulares. O modo de variabilidade atmosférica dominante no Hemisfério Sul (HS) é denominado Modo Anular Sul (SAM); uma estrutura zonalmente simétrica envolvendo alternância de massas atmosféricas entre as médias e altas latitudes do HS (Thompson & Wallace 1998; Gong & Wang, 1999; Thompson & Wallace, 2000; Hall & Visbeck, 2002). Definido por Gong & Wang (1999) como a diferença entre a média zonal da Pressão ao Nível do Mar (PNM) de 40°S e 65°S, nos últimos 30 anos o SAM apresentou uma tendência positiva direcionada para o pólo, aumentando a força dos ventos de oeste sobre o oceano, possivelmente como consequência da diminuição do ozônio estratosférico e do aumento do efeito estufa (Thompson & Solomon, 2002). Segundo Hall & Visbeck (2002), essa alteração na intensidade dos ventos sobre o oceano pode ser responsável por mudanças observadas na circulação e no gelo marinho, enquanto Gille (2002) afirma que o SAM pode ser responsável pelo deslocamento da ACC em direção ao pólo e, conseqüentemente, pelo aumento da ressurgência de águas relativamente quentes devido à deriva de Ekman.



*Figura 3: Representação do Oceano Austral e das frentes características da região.
(Orsi et al., 1995)*

Carregando mais água que qualquer outra corrente oceânica (147 Sv ao sul da Austrália (Rintoul & Sokolov, 2001) e 137 Sv ao sul da África e América do Sul (Cunningham et al., 2003) a ACC possui uma estrutura frontal complexa, porém robusta; gradientes máximos de altura da superfície do mar e de velocidades da corrente são encontrados em linhas específicas, enquanto os jatos coincidem com as características das massas de água que usualmente definem as frentes. Há duas frentes que se destacam: a frente Subantártica e a frente Polar (Figura 3). Essas apresentam dois ou três ramos que se aproximam e se afastam ao longo do trajeto da ACC. O fato de a ACC ser formada por múltiplos fluxos zonais persistentes, que por sua vez coincidem com as estruturas de massas de água específicas, possibilita

um melhor entendimento das características hidrográficas e dinâmicas da corrente (Pickard & Emery, 1990). Assim como no modo atmosférico, os vórtices estacionários controlados pela topografia desempenham um papel fundamental na dinâmica da ACC, pois são responsáveis pelo transporte de calor para o pólo e pela transferência de *momentum* para regiões profundas (Rintoul et al., 2001). Além disso, os vórtices resultantes da interação entre a circulação meridional e a ACC são responsáveis pelo transporte de massa para o pólo (Karsten et al., 2002; Olbers et al., 2004). Assim, o fluxo zonal da ACC e a circulação meridional estão intimamente ligados e a dinâmica do OA não pode ser compreendida se esses aspectos da circulação termohalina forem analisados isoladamente (Budillon et al., 2002).

Outra característica importante do OA é a formação das polynias. As polynias são áreas onde os ventos afastam a capa de gelo superficial que recobre o oceano, criando regiões de águas abertas circundadas por gelo marinho. As polynias são frequentes em regiões costeiras e comuns no Mar de Ross (MR) e no Mar de Weddell (MW) (Gordon & Comiso, 1988). As polynias costeiras não são permanentes e mudam constantemente de forma e tamanho, entretanto, as taxas com que estas feições são formadas podem ser suficientes para elevar a salinidade das águas de plataforma (Fahrbach et al., 1994). Assim, a produção de gelo marinho e a perda de calor pelo oceano são afetadas diretamente pelo vento e conseqüentemente pela abertura de polynias costeiras (Ball 1957, Bromwich & Kurtz 1984, Kurtz & Bromwich 1985). O movimento de maré auxilia na abertura e na manutenção de polynias, sendo que sobre a plataforma continental a amplificação de certas componentes da maré pode acentuar ainda mais este efeito (Barber & Crane, 1995).

O MR e o MW são considerados os principais sítios de formação da Água de Fundo Antártica (AABW), e portanto, a fonte predominante de águas de alta densidade que ventilam os fundos do oceano global. Com isso, mudanças nas águas profundas do MR e o MW podem afetar diretamente a formação da AABW e,

consequentemente, a quantidade de calor transportado pela THC e o balanço energético da Terra (Carmack, 1977; Broecker & Peng, 1982; Gross, 1992; Pereira, 2002; Robertson et al., 2002; Gordon et al., 2004).

Fica claro, portanto, que as complexas interações oceano-gelo-atmosfera conferem à região Antártica um papel fundamental nas mudanças globais e ressaltam a importância dos estudos dos processos oceanográficos da região. Uma vez que a THC apresenta um ciclo estimado da ordem de 10^3 anos (Schmitz, 1996), a análise direta da variabilidade desta circulação associada as mudanças globais torna-se inviável. Portanto, é fundamental examinar a variabilidade das massas de água que compõem a THC, bem como a de outros fatores que a influenciam como gelo marinho e modos atmosféricos. O presente estudo propõe a investigação da variabilidade das massas de água do MR, do gelo marinho e do SAM durante os séculos XX e XXI, em uma simulação do cenário SRESA1B do IPCC gerada pelo modelo de circulação geral acoplado *Community Climate System Model 3.0 (CCSM3)/National Center for Atmospheric Research (NCAR)*.

1.2 Área de Estudo

De um modo geral, as plataformas continentais ao redor do continente Antártico são estreitas, com exceção do MW e do MR, que apresentam as amplas plataformas com médias de 400 Km de extensão e profundidade em torno de 400 metros (Carmack, 1990). As margens continentais dessas regiões apresentam depressões irregulares, canyons submarinos e plataformas de gelo que se estendem em direção ao mar a partir do continente. A importância destas feições topográficas está relacionada aos processos de formação de águas profundas. A AABW, uma das componentes principais da circulação profunda do oceano global, é formada quando águas frias e densas geradas nas plataformas continentais da Antártica se misturam com a Água Circumpolar Profunda Modificada (MCDW) (derivada da Água Profunda Circumpolar (CDW) capturada ao largo por giros ciclônicos), afundam e escoam para norte contribuindo significativamente com a Célula de Circulação Meridional (MOC) (Whithworth et al., 1998; Johnson, 2008; Muench et al., 2009). A formação da AABW é atribuída principalmente à três regiões em torno da Antártica: o oeste do MR, o oeste do MW e a Terra de Adèle próximo à geleira Mertz (Rintoul, 1998; Baines & Condie, 1998; Gordon, 1998; Orsi et al., 1999; Bindoff et al., 2000; Foldvik et al., 2004; Ivanov et al., 2004; Williams et al., 2008; Ou et al., 2009).

Contudo, dada a complexidade da região da quebra da plataforma, os processos de mistura e advecção que atuam na formação das águas densas da Antártica ainda não estão totalmente compreendidos. Acredita-se que o escoamento das águas formadas na plataforma pelo talude ocorra em três fases (Bergamasco et al., 2003): o primeiro estágio é caracterizado pela geração das águas densas por convecção resultante do resfriamento da superfície e rejeição de sal durante a formação do gelo marinho. O segundo estágio é o ajuste geostrófico da água recém-formada a medida que esta escoar para fora da plataforma, criando uma frente próximo a quebra da

plataforma, onde pode-se observar uma intensificação do fluxo pelo talude pela instabilidade baroclínica e a formação de vórtices. O terceiro estágio seria caracterizado pela canalização do fluxo por feições topográficas, como *canyons* submarinos, onde a gravidade e o atrito promovem o afundamento da água. O atrito em particular quebra a conservação da vorticidade potencial, agindo contra a tendência geostrófica do fluxo de seguir ao longo das isóbatas (Hunthnace, 1995; Shapiro & Hill, 1997; Bergamasco et al., 2004; Cenedese et al., 2004; Gordon et al., 2004).

1.3 Mar de Ross

Localizado sobre a plataforma continental antártica entre o Cabo Colbeck (156°W) e o Cabo Adare (170°E), o MR compreende o Giro de Ross com uma área triangular de $5 \times 10^5 \text{km}^2$ e profundidade média de 500m (Figura 4). O limite sul é marcado pela Plataforma de Gelo do Mar de Ross (RIS); uma cobertura de gelo que alcança quase metade da plataforma continental e tem cerca de 250 metros de espessura na sua porção norte, sob a qual águas de plataforma circulam livremente. A topografia irregular é caracterizada pela alternância de bancos elevados e depressões que, eventualmente, alcançam os 1200m de profundidade, como os canais Drygalski e Joides. A quebra da plataforma possui orientação de NW-SE e é marcada pela isóbata de 700m, que liga o Cabo Colbeck ao Cabo Adare.(Jacobs & Comiso, 1989; Budillon et al., 2003).

1.3.1 Oceanografia Regional

A plataforma continental do MR é considerada uma das regiões mais importantes para ventilação do oceano profundo e sua variabilidade está intrinsicamente ligada à THC e ao clima (Jacobs et al., 1985, 2002; Jacobs, 2006; Orsi et al., 2001, 2002).

A massa de água mais volumosa do OA é CDW (Worthington, 1981; Budillon et al., 2003; Orsi & Wiederwohl, 2009). Transportada para leste pela ACC, a CDW

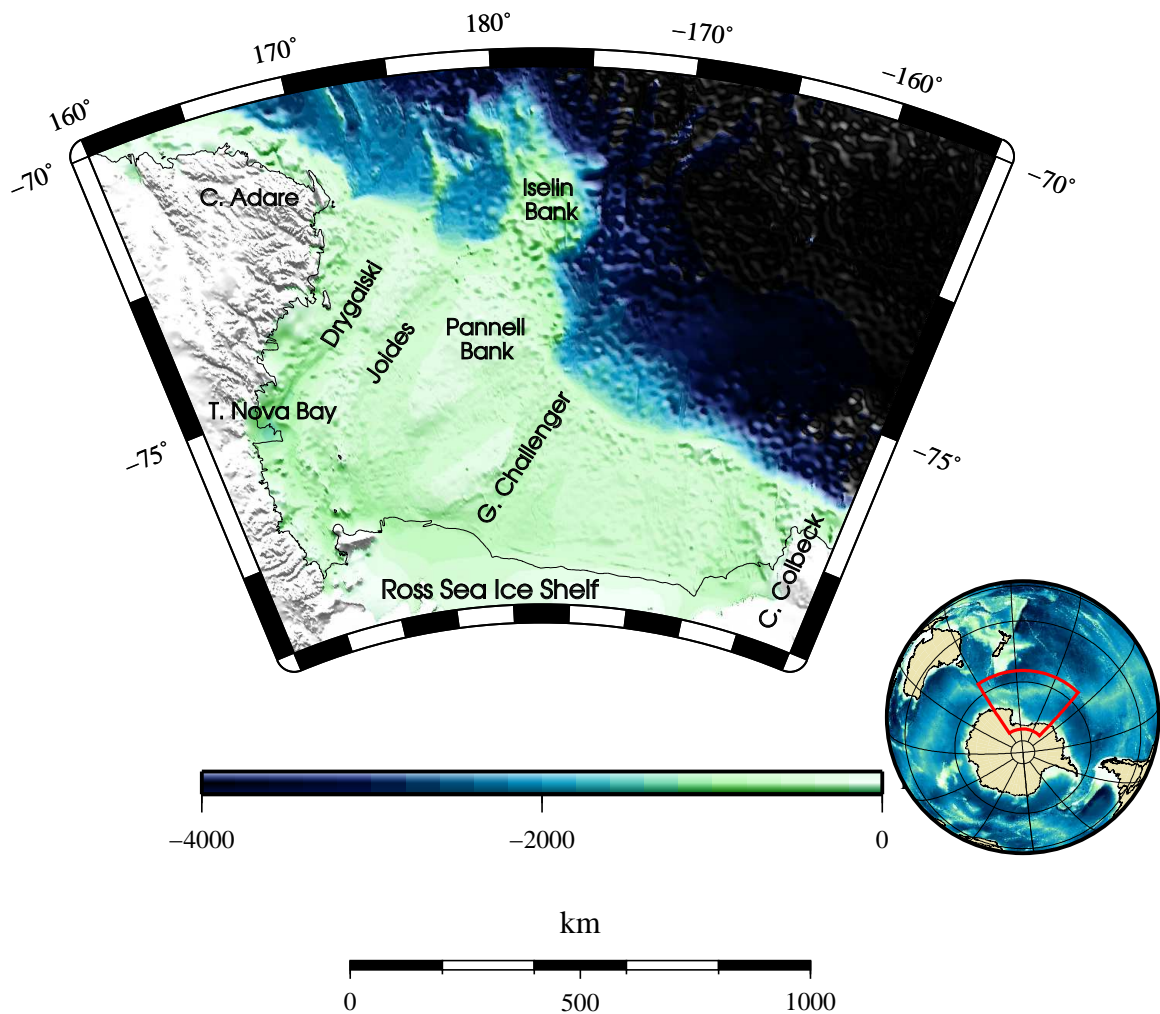


Figura 4: Topografia da plataforma continental do Mar de Ross.

é identificada como uma camada espessa de água salgada e pobre em oxigênio, oriunda das profundidades médias do regime subtropical e que tem parte do seu volume capturado pelo Giro de Ross. Ao ser capturada pelo Giro de Ross, a CDW é advectada para sul e passa a fluir de SE para NW acompanhando a quebra da plataforma, onde assume uma posição vertical intermediária entre a Água de Superfície Antártica (AASW) e a AABW (Carmack, 1977; Whithworth & Nowlin, 1987; Locarnini, 1994; Orsi et al., 1995, 1999). Em regiões específicas, a CDW escoia para o interior da plataforma continental do MR e, devido às interações com a AASW

(mais fria e menos salina), tem suas características atenuadas e se torna MCDW. A importância da CDW reside no fato de ser esta a única massa de água que fornece calor para as águas da plataforma do MR (Jacobs et al., 1985; Locarnini, 1994; Jacobs & Giulivi, 1998, 1999; Gouretsky, 1999; Budillon et al., 1999, 2003; Orsi & Wiederwohl, 2009).

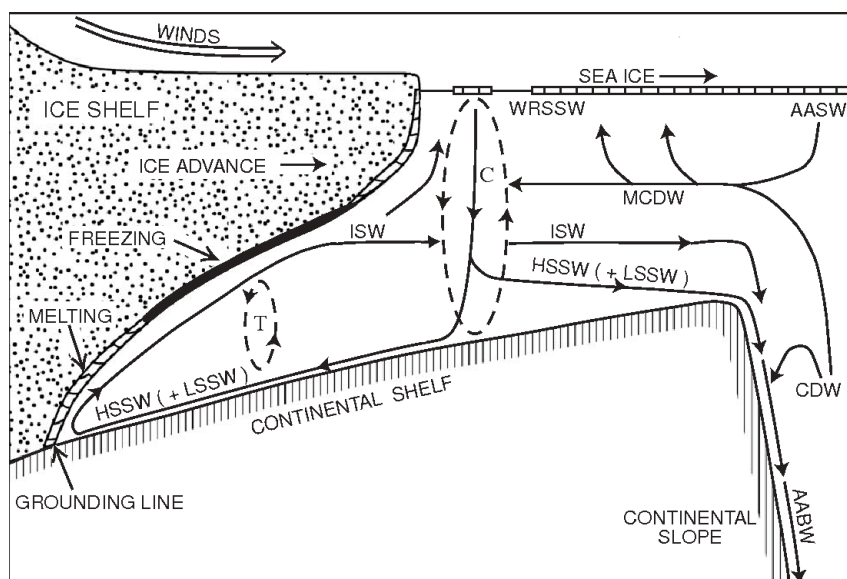


Figura 5: Diagrama representando a circulação vertical das águas da plataforma do Mar de Ross (Smethie & Jacobs, 2005)

A Água de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW) é formada na porção oeste do MR, onde a recorrência da polynia da Baía de Terra Nova assume o papel principal neste processo. A contínua formação e exportação de gelo marinho, promovem um aumento substancial da água do mar enquanto a ausência da cobertura do gelo possibilita e perda de calor sensível do oceano para a atmosfera. (Kutz & Bromwich, 1984, 1985; Bromwich & Kurtz, 1984; Jacobs et al., 1985; Van Woert, 1999; Budillon & Spezie, 2000; Fusco et al., 2003). Após formada a HSSW se distribui próximo ao fundo e escoia pelo canal Drygalski em ambas as direções, norte e sul. O ramo norte interage com a MDCW ao alcançar a quebra da plataforma,

contribuindo para a formação das águas profundas (Jacobs et al., 1970; Gordon & Tchernia, 1972; Rodman & Gordon, 1982; Budillon et al., 1999). O ramo sul escoava para baixo da RIS onde a interação com o gelo promove a formação da Água de Plataforma de Gelo (ISW); a massa de água mais densa formada na Antártica e responsável por conectar a base da RIS ao talude continental (Dinniman, 2007; Orsi & Wiederwohl, 2009). A ISW se desloca para norte sob a RIS até alcançar a quebra da plataforma, onde interage com a MCDW e desce o talude, atuando no processo de formação da AABW (Figura 5). Devido à sua participação direta na formação da AABW, a HSSW e ISW são as massas de água mais importantes no MR para a ventilação do oceano profundo (Jacobs et al., 1979, 1985, 1989; Zwally et al., 1985; Jacobs & Comiso, 1989; Trumbore et al., 1991; Locarnini, 1994; Bergamasco et al., 2003, Assmann et al., 2003). Por fim, Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW) ocupa camadas intermediárias da porção central do MR e tem sua formação associada às interações entre a AASW e as águas frias de subsuperfície (Jacobs et al., 1985; Locarnini, 1994; Russo, 1999; Smethie Jr. & Jacobs, 2005).

A Figura 6 exibe uma perspectiva esquemática da circulação de subsuperfície das águas da plataforma continental do MR.

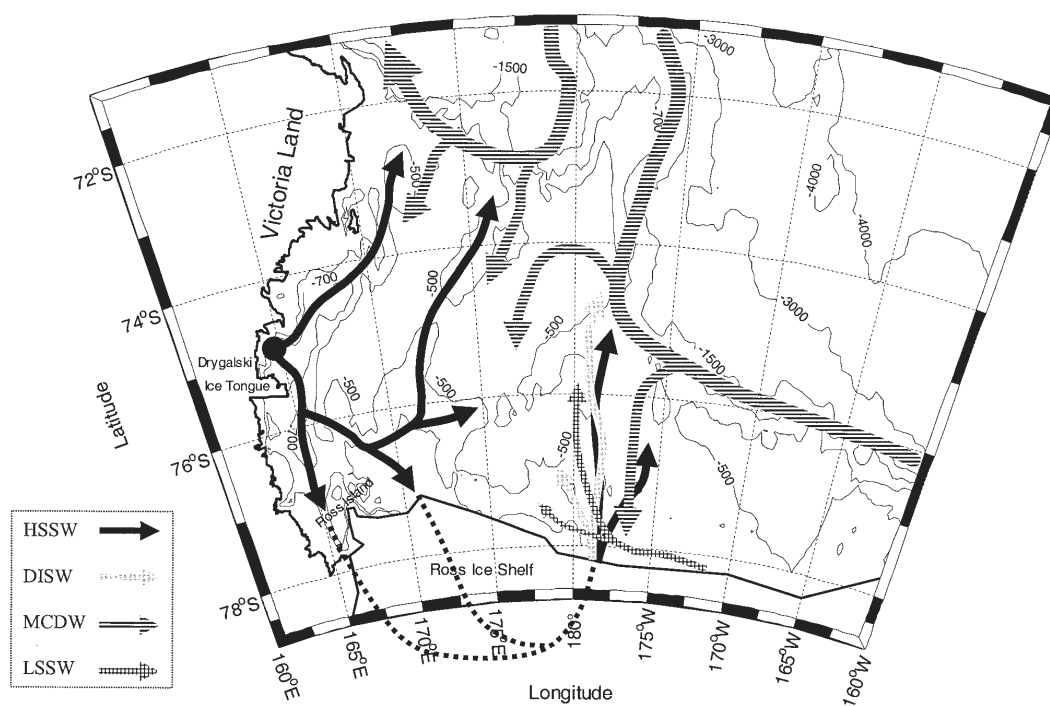


Figura 6: Diagrama representando a circulação das águas da plataforma do Mar de Ross (Budillon et al., 1999)

2 Objetivo

O estudo tem como objetivo principal avaliar a representação das massas de água do MR pelo modelo de circulação geral acoplado CCSM3/NCAR através da técnica de separação de massas de água Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP), bem como investigar a variabilidade decadal dessas massas de água durante os séculos XX e XXI. As simulações são para os cenários 20c3m e SRESA1B apresentados pelo IPCC. Para tal, são propostos os seguintes objetivos específicos:

- Identificar as massas de água do MR em diagramas TS a partir de dados da assimilação *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) para obter resultados que possam ser usados como referência. Em seguida, utilizar o mesmo procedimento para os resultados das simulações.
- A partir dos diagramas TS, separar as massas de água utilizando a OMP e avaliar representação e distribuição das massas de água segundo o modelo e a assimilação SODA.
- Caracterizar a variabilidade decadal da distribuição das massas de água a partir dos dados do modelo numérico.
- Investigar a variabilidade da concentração de gelo marinho no MR nos resultados do modelo numérico e comparar com os dados da reanálise *Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature* (HadISST).
- Investigar a variabilidade do modo de oscilação atmosférico SAM a partir dos resultados numéricos e comparar com os dados da reanálise *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP/NCAR).
- Identificar possíveis associações entre a variabilidade do gelo e das massas de água nos resultados obtidos com simulação do CCSM3.

Assim, espera-se avaliar a capacidade do modelo NCAR-CCSM3 em simular os fenômenos oceanográficos e atmosféricos numa região chave para o sistema climático terrestre, bem como validar os resultados da simulação através dos dados de reanálise dos produtos SODA, HadISST e NCEP/NCAR.

3 Material e Métodos

Os dados analisados neste trabalho possuem fontes distintas e podem ser separados em dois grupos:

1. Dados de reanálise e assimilação - híbridos.
2. Dados da simulação do modelo numérico CCSM3.

Os dados de reanálise são denominados híbridos pois utilizam a maior quantidade possível de dados observacionais, de diversas fontes, associados a um modelo tipo *Numerical Weather Prediction* (NWP) para reproduzir as características sinóticas de um sistema físico em uma descrição unificada e consistente do mesmo. Os dados híbridos são utilizados no processo de comparação e validação dos resultados gerados pelas simulações do CCSM3. Foram analisadas as seguintes variáveis: pressão no nível do mar (PNM); concentração de gelo marinho (SIC); salinidade (S); temperatura (θ); componentes zonal (U) e meridional (V) de velocidade da água (Tabela 1).

Tabela 1: Descrição dos dados analisados

| | Variáveis | Resolução espacial | Período |
|------------------|------------------------------|--------------------|-----------|
| NCEP/NCAR | PNM | 2.5° x 2.5° x 28 | 1948–2009 |
| HadISST | SIC | 1° x 1° | 1973–2003 |
| SODA | S, θ | 0,5° x 0,5° x 40 | 1958–2009 |
| CCSM3 | S, θ , PNM, SIC, U, V | 1° x 1° x 40 | 1870–2100 |

Os dados são disponibilizados no formato *Network Common Data Form* (NetCDF); o mais comum em estudos numéricos de escala global. Uma vez que o volume dos dados era muito extenso (cerca de 600 Gb), foi realizado um pré-processamento

para o cálculo das médias temporais (Equação 1) e desvios-padrões (Equação 2), bem como para a seleção das variáveis de interesse e definição dos campos e seções a serem analisados. Para o cálculo das médias e anomalias foi utilizado o *Climate Data Operator 1.3.0* (CDO), seguido pela análise visual com o *NetCDF Data Viewer 1.93g* (NCVIEW). A separação dos campos e seções foi realizada com o *NCAR Command Language 5.1.1* (NCL), para posterior investigação das massas de água e elaboração dos diversos gráficos e demais resultados no Matlab®-Simulink.

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n \frac{X_i}{n} = \frac{i=1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (1)$$

$$\delta_i = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i^2 - N\bar{X}_i^2)} \quad (2)$$

NCEP/NCAR

A reanálise NCEP/NCAR é um projeto conjunto entre o *National Centers for Environmental Prediction* e o *National Center for Atmospheric Research* e tem como objetivo gerar uma nova análise atmosférica histórica (desde 1948), bem como uma análise do estado atual da atmosfera utilizando o *Climate Data Assimilation System* (CDAS). Devido ao grande avanço nos sistemas de assimilação, o projeto se apresenta como uma alternativa às análises de previsão em tempo real, sendo capaz de reproduzir importantes alterações no sistema real, como por exemplo a variação na força da Célula de Hadley (Kalnay et al., 1996). Médias anuais de PNM da reanálise foram utilizados para calcular o índice do modo atmosférico SAM entre 1948 e 2009, para posterior comparação com os resultados gerados pelo modelo CCSM3.

HadISST

O *Met Office Hadley Centre for Climate Change* é o responsável pela reanálise HadISST, que utiliza observações *in situ* da superfície do mar e estimativas derivadas de satélites (AVHRR para TSM e SSMI para cobertura de gelo) para gerar uma grade global de TSM e SIC no intervalo de 1870 a 2003 (Rayner et al.; 2003).

Utilizando médias anuais de SIC, foram calculadas, para efeito de comparação, as séries temporais de concentração de gelo no MR a partir dos dados da reanálise e do modelo CCSM3 no período de 1973 a 2003. Os dados da reanálise anteriores à 1973 não foram utilizados pois apresentaram desvios sistemáticos muito distantes do esperado.

SODA

Iniciado em meados da década de 90 pela *National Science Foundation* e com posterior participação da *National Aeronautics and Space Administration* e da *National Oceanic and Atmospheric Administration*, a reanálise SODA é um esforço continuado para reconstruir a variabilidade climática dos oceanos em escala espaço-temporal similar às apresentadas pelas reanálises atmosféricas, como NCEP/NCAR.

O sistema da reanálise SODA é iniciado por um modelo de circulação geral baseado no *Parallel Ocean Program* (POP) (Smith et al., 2002) e utiliza um conjunto de observações de salinidade e temperatura com aproximadamente 7×10^6 perfis, dos quais $2/3$ são provenientes do *World Ocean Database 2001* (WOD2001) (Conkright et al., 2002), com atualizações até dezembro de 2004. Em adição, são assimilados dados de perfis de temperatura em tempo real do *National Oceanographic Data Center* (NODC)/*National Oceanic and Atmosphere Administration* (NOAA), obtidos por bóias, fundeios e derivadores Argo. Dados de superfície contam ainda com as observações *in situ* do conjunto *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) e estimativas do satélite AVHRR NOAA/*National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (Carton et al., 2000a,b; Diaz et al., 2002; Vasquez et al., 2002; Carton & Giese, 2008).

Os dados de temperatura e salinidade do SODA foram utilizados neste trabalho na investigação das massas de água do MR. Para tal, foi calculada a média de todo o período (1948-2009) a fim de se determinar a distribuição climatológica média dessas massas de água, para posterior comparação e validação dos resultados do CCSM3.

3.1 *Community Climate System Model 3.0*

O CCSM3 é a terceira geração de um modelo acoplado de circulação geral criado por uma grupo internacional de estudantes e pesquisadores de diversas universidades, institutos de pesquisa e outros, para simular o clima no passado, presente e futuro. A versão atual conta com quatro componentes (atmosfera, oceano, gelo marinho e superfície terrestre) ligadas por um acoplador que realiza o intercâmbio de fluxos e informações de estado entre as componentes, sendo o objetivo central do projeto é a eliminação dos desvios e erros sistemáticos das versões pretéritas. Cada componente foi desenvolvida para conservar energia, massa, água total e água doce com relação às demais (Collins et al., 2006a).

A componente atmosférica *Community Atmosphere Model 3.0* (CAM3) apresenta resolução de $1.4^\circ \times 1.4^\circ$ (T85) e 26 níveis verticais híbridos, passando de níveis sigma na porção inferior para níveis de pressão na porção mais elevada (Lin & Rood, 1996; Lin, 2004; Collins et al., 2004,2006b). A componente terrestre *Community Land Surface Model 3.0* (CLM3) apresenta a mesma resolução horizontal da componente atmosférica e 10 camadas de subsuperfície do solo. Existe uma divisão de unidades terrestres que representam diferentes tipo de cobertura: geleiras, lagos, terrenos encharcados, áreas urbanas e florestas (Oleson et al., 2004; Dickinson et al., 2006). A componente oceânica é baseada no *Parallel Ocean Model 1.4.3* (POP) e possui resolução horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$ e 40 níveis verticais em coordenadas z , com um pólo sobre a Groenlândia e outro sobre o Pólo Sul. Existem 320 pontos zonalmente distribuídos com espaçamento de 1.125° e 384 pontos meridionais com espaçamento de 0.5° (Smith & Gent, 2002). A componente do gelo marinho *Community Sea Ice Model 5.0* (CSIM5) é integrada na mesma resolução espacial da componente oceânica (Briegleb et al., 2004).

Existem cinco programas independentes, um para cada componente física e um para o acoplador que controla a execução e a evolução temporal do sistema como um

todo, garantindo a conservação de fluxo. A ligação entre as componentes é realizada pelo acoplador através do intercâmbio de fluxos (*momentum*, água, calor e sal), condições de contorno e informações de estado (temperatura, salinidade, pressão, umidade e densidade do ar), independente da resolução espacial e passos de tempo de cada componente (Craig et al., 2005; Drake et al., 2005; Collins et al., 2006a).

O Experimento

O experimento utilizou a maior resolução do CCSM3 (T85) para simular alguns dos cenários apresentados pelo 4^o Relatório de Avaliação do IPCC(IPCC AR4): 20C3M, SRES-B1, SRES-A1B e SRES-A2. Foram incluídas forçantes antropogênicas como gases estufa, ozônio, aerossóis de sulfato e *black carbon*, além das forçantes naturais como aerossóis vulcânicos e a variabilidade solar (Meehl et al., 2006).

Inicialmente foram realizadas duas rodadas de controle: uma para o presente (1990) e uma para o período pré-industrial (1870). Para a rodada do presente o modelo foi iniciado com dados observados de TSM, observações oceânicas de Levitus (Boyer & Levitus, 1994) e com o balanço de energia no topo da atmosfera próximo de zero (inferior a $0,1 \text{ W m}^2$). O modelo foi rodado por um período de 100 anos de ajuste e posteriormente por 400 anos. A simulação para o período pré-industrial utilizou uma formulação especial para o ciclo de enxofre (com valores de sulfatos próximos de zero) com uma ramificação da rodada de 1990, onde os gases estufa e a forçante solar foram configurados instantaneamente para os valores de 1870. O modelo foi rodado por 300 anos para estabilização e por mais 400 anos. O cenário 20C3M é iniciado com os resultados da simulação do período pré-industrial e considera o aumento observado na concentração de gases estufa na atmosfera durante o século XX (Smith et al., 2001, 2004).

Para o século XXI foram analisados os resultados da simulação para o cenário SRESA1B. Este cenário considera uma significativa inovação na matriz energética mundial, com aumento da eficiência e diminuição do custo. Para tal, o cenário

assume uma redução drástica no custo de geração de energia, onde ocorre um balanço entre o uso de combustíveis fósseis e fontes renováveis, e um aumento populacional até meados do século XXI seguido por um declínio até o final do mesmo. Em termos numéricos, este cenário assume um aumento na concentração de dióxido de carbono na atmosfera partindo de 386 ppm no ano 2000 até a estabilização em 690 ppm em 2100. O cenário foi escolhido para o presente trabalho, pois apresenta um projeção intermediária entre os cenários mais otimistas e os mais pessimistas (Meehl et al., 2006).

A partir dos resultados da simulação com o CCSM3 foram calculados para ambos os cenários: a variabilidade anual do SAM (dados de PNM); variabilidade anual da concentração de gelo marinho no MR (dados de SIC); distribuição e variabilidade decadal das massas de água do MR (dados de S e θ).

3.2 **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos**

A técnica escolhida para análise da variabilidade das massas de água é denominada Análise Otimizada de Parâmetros Múltiplos (OMP). Essa técnica foi introduzida por Tomczak (1981) como uma proposta para expandir a análise clássica de triângulos de mistura entre massas de água através do diagrama de estado da água do mar. Diversas alterações foram realizadas posteriormente, até que Tomczak & Large (1989) introduziram o termo *Optimum Multiparameter Analysis*. De uma maneira geral, o método na utiliza parâmetros conservativos da água do mar, como temperatura e salinidade, e diversos parâmetros não conservativos, como oxigênio dissolvido e nutrientes, para solucionar um sistema de equações linear de mistura (Equação 3, Tomczak & Large, 1989; Tomczak et al., 1994; Tomczak, 1999).

Trabalhos como o de Tomczak & Large (1989), You & Tomczak (1993), Hinrichsen & Tomczak (1993), mostraram que o OMP pode ser aplicado com sucesso em situações de mistura e circulação oceânica regional onde todas as caracterís-

ticas hidrográficas podem ser consideradas conservativas. Como em estudos de oceanografia de larga escala oxigênio dissolvido e nutrientes não podem ser considerados propriedades conservativas, Karstensen & Tomczak (1997, 1998) realizaram a expansão deste método introduzindo as razões de Redfield (Redfield et al., 1963), que possibilitaram a correção dos termos não-conservativos para abordagens em maior escala.

$$\left\{ \begin{array}{l} x_1\theta_1 + x_2\theta_2 + x_3\theta_3 + x_4\theta_4 + 0 = \theta_{Obs} + R_\theta \\ x_1S_1 + x_2S_2 + x_3S_3 + x_4S_4 + 0 = S_{Obs} + R_S \\ x_1O_1 + x_2O_2 + x_3O_3 + x_4O_4 - \Delta O = O_{Obs} + R_O \\ x_1N_1 + x_2N_2 + x_3N_3 + x_4N_4 + \Delta N = N_{Obs} + R_N \\ x_1P_1 + x_2P_2 + x_3P_3 + x_4P_4 + \Delta P = P_{Obs} + R_P \\ x_1Si_1 + x_2Si_2 + x_3Si_3 + x_4Si_4 + \Delta Si = Si_{Obs} + R_{Si} \\ x_1 + x_2 + x_3 + x_4 + 0 = 1 + R_{CMass} \end{array} \right. \quad (3)$$

A OMP é baseada em um modelo de mistura linear, onde todas as propriedades de uma determinada massa de água estão sujeitas aos mesmos processos de mistura e apresentem coeficientes de mistura turbulenta idênticos, o que permite determinar a distribuição espacial da massa de água através de um sistema linear de equações de mistura.

Massa de água é definida como um volume de água que sofre influência atmosférica durante um determinado intervalo temporal, sendo originada em uma região particular do oceano (Tomczak, 1999), onde adquire características de formação comuns que só se modificam por processos de mistura podendo, portanto, ser considerada uma entidade física que ocupa um volume finito no oceano (Tomczak & Large, 1989).

Considera-se que cada massa de água apresente características físico-químicas resultantes dos processos de mistura no seu sítio de formação e que a mesma possa

ser representada por um tipo de água: um conjunto de valores de determinados parâmetros, como os índices termohalinos, que representam uma massa de água homogênea específica. Quando o tipo de água apresenta as mesmas características da região da formação da massa de água, a esse conjunto de índices particulares pode-se atribuir o título de tipo de água fonte (*Source Water Type* (SWT), Tomczak & Godfrey, 1994).

A análise OMP tenta determinar a contribuição na amostra de uma SWT pré-definida, que representa valores dos parâmetros de uma massa de água original sem mistura. O mais importante na utilização deste método é expressar todas as amostras de água do mar como combinações lineares de SWTs, cujas características físicas e químicas sejam bem conhecidas. De fato, considerando todas as propriedades relacionadas por uma série de relações lineares, qualquer massa de água poderá ser representada por um número finito de SWTs. Isto constitui a base para análises com OMP, que soluciona um sistema linear de equações de mistura, com a contribuição das SWTs funcionando como as variáveis e as características hidrográficas como os parâmetros do sistema (Poole & Tomczak, 1999).

O OMP estima o melhor conjunto de contribuições entre todas as SWTs para cada amostra, e permite que as distribuições espacial e estrutural das massas de água possam ser avaliadas. Existem apenas duas restrições físicas para o emprego do método: a primeira é que a contribuição de todas as SWTs tem que ser igual a 100%, ou seja, considera-se a manutenção da continuidade e a conservação da massa; a segunda é que esta contribuição não pode ser negativa, pois matematicamente, o mínimo de contribuição em porcentagem de uma entidade física no espaço é zero.

3.3 Descrição da técnica

As equações lineares de mistura podem ser representadas em forma matricial. Os parâmetros das SWTs representam uma matriz G , a contribuição das SWTs

é representada por um vetor x , as características observadas estão representadas no vetor B e os resíduos representados no vetor R . Assim, temos: $Gx = B + R$. Considerando uma situação hipotética de mistura de quatro SWTs e um conjunto de dados correspondente às propriedades da massa de água (temperatura, salinidade, oxigênio, fosfato, nitrato e silicato), teremos a seguinte notação em forma matricial:

$$\begin{bmatrix} \theta_1 & \theta_2 & \theta_3 & \theta_4 & 0 \\ S_1 & S_2 & S_3 & S_4 & 0 \\ O_1 & O_2 & O_3 & O_4 & -rO/P \\ P_1 & P_2 & P_3 & P_4 & 1 \\ N_1 & N_2 & N_3 & N_4 & -rN/P \\ Si_1 & Si_2 & Si_3 & Si_4 & -rSi/P \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \\ \Delta P \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \theta_{Obs} \\ S_{Obs} \\ O_{Obs} \\ P_{Obs} \\ N_{Obs} \\ Si_{Obs} \\ 1 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} R_\theta \\ R_S \\ R_O \\ R_P \\ R_N \\ R_{Si} \\ R_{CMass} \end{bmatrix} \quad (4)$$

Na Equação 4, a última linha em G considera a conservação da massa e cada coluna ($j=1-4$) corresponde aos valores das propriedades das SWTs com coordenadas $T_j, S_j, O_j, P_j, N_j, Si_j$. Os termos: $rO/P, rN/P, rSi/P$ indicam as relações de Redfield, respectivamente, entre oxigênio, nitrato e silicato versus fosfato, e ΔP corresponde à mudança de concentração devida à reatividade biogeoquímica. O OMP soluciona a equação citada através da minimização dos resíduos sujeita a certas condições (Equação 3.3). O método usado para a minimização é, comumente, o método de mínimos quadrados (Emery & Thompson, 1998; Tomczak & Large, 1989; Mackas et al., (1987)).

$$R^T R = (Gx - B)^T W^T W (Gx - B) = \sum_{i=1}^m W_i^2 \left(\sum_{j=1}^n G_{ij} x_j - B_i \right)^2 \quad (5)$$

A Equação 3.3 apresenta um termo fundamental para que o sistema seja resolvido com precisão: a matriz \mathbf{W} . A introdução de \mathbf{W} tem por objetivo ponderar o sistema, uma vez que os dados coletados para cada parâmetro podem não apresentar a mesma qualidade. Dessa forma, pesos diferentes são atribuídos a cada parâmetro utilizado para representar a massa de água. A determinação dos pesos em \mathbf{W} depende da variância dos parâmetros em \mathbf{G} , de modo que cada parâmetro influencia de maneira diferente no resultado e, conseqüentemente, na contribuição de cada massa de água. A matriz \mathbf{W} é obtida pela Equação 3.3, onde σ_i é a variância para cada parâmetro i entre as SWTs na matriz \mathbf{G} e δ_i é a variância máxima entre os parâmetros na região de formação da massa de água.

$$W_i = \frac{\sigma_i^2}{\delta_{i(\max)}} \quad (6)$$

A ponderação do sistema de equações é importante para garantir a confiabilidade do método, mas faz-se necessária ainda, a normalização dos dados da matriz \mathbf{G} , tornando-os adimensionais e, portanto, comparáveis. A matriz normalizada \mathbf{G}'_{ij} é obtida pela Equação 7, onde a diferença entre cada valor em \mathbf{G}_{ij} e a média da linha $\bar{\mathbf{G}}_i$ (8) é dividida pelo desvio padrão δ_i (9). De maneira semelhante, o vetor \mathbf{B} contendo as observações também deve ser normalizado (Equação 10).

$$\mathbf{G}'_{ij} = (\mathbf{G}_{ij} - \bar{\mathbf{G}}_i) \delta_i \quad (7)$$

$$\bar{\mathbf{G}}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \mathbf{G}_{ij} \quad (8)$$

$$\delta_i = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (\mathbf{G}_{ij} - \bar{\mathbf{G}}_i)^2} \quad (9)$$

$$\mathbf{B}'_i = (\mathbf{B}_i - \bar{\mathbf{G}}_i) / \delta_i \quad (10)$$

Finalmente realiza-se a normalização das relações de Redfield segundo a Equação 10, que consiste do quociente da amplitude de G' e G multiplicado pela própria razão de Redfield:

$$r'_{\text{traçador/P}} = \frac{(G'_i)_{\max} - (G'_i)_{\min}}{(G_j)_{\max} - (G_j)_{\min}} r_{\text{traçador/P}} \quad (11)$$

Uma vez normalizadas, as equações proporcionam uma avaliação objetiva da qualidade das soluções. Baixos valores de resíduos indicam que as propriedades das amostras são bem representadas pelo conjunto de SWTs considerado. O limite superior dos resíduos (5%) da conservação da massa pode ser usado para identificar e remover as regiões pobremente descritas pela mistura das SWTs, onde a variabilidade ambiental e/ou erros de medidas podem tornar os resultados da análise incertos (Budillon et al., 2003).

3.3.1 Determinação das SWTs para o MR

Foram analisados dados de salinidade e temperatura referentes a três radiais no MR: R1, R2 e R3 (Figura 7) para investigação da distribuição de 3 massas de água: Água Profunda Circumpolar (CDW), Água da Plataforma de Gelo (ISW) e Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW). As radiais R1 e R2 têm orientação meridional, 180°E e 175°W respectivamente, e se estendem de 55°S até 80°S sob a plataforma de gelo. A localização e extensão dessas radiais foram determinadas visando a obtenção de seções que cruzassem todo o Giro de Ross partindo da plataforma continental sob a plataforma de gelo até as bacias mais profundas, abrangendo desde a região de formação das massas de água, bem como seu escoamento até os limites do MR. A radial R3, por sua vez, apresenta orientação latitudinal (75°S) entre 160°E e 140°W, abrangendo as regiões de entrada e saída

das águas capturadas da ACC que circulam sob a plataforma de gelo (Figura 7).

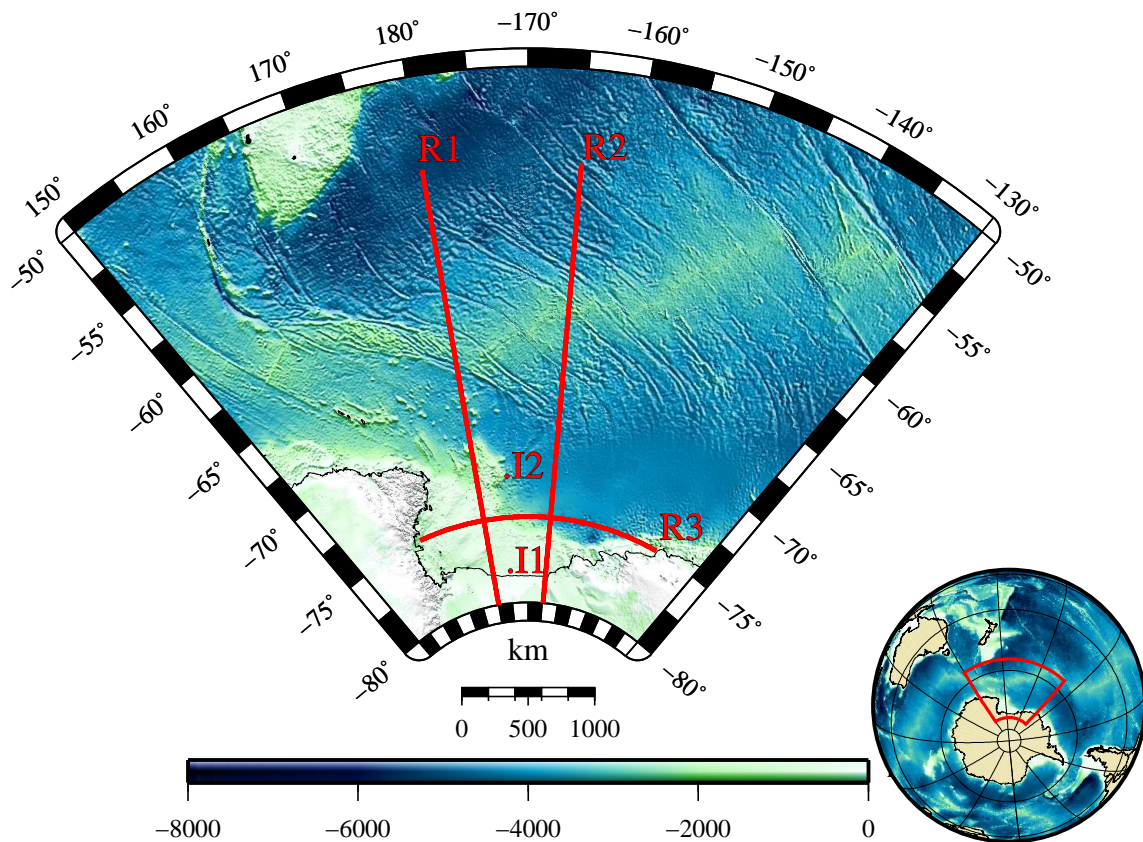


Figura 7: Mar de Ross e radiais R1, R2 e R3

Uma vez selecionados os dados oceânicos a serem analisados, o primeiro passo para a determinação das SWTs das massas de água do MR foi a elaboração dos diagramas TS a partir dos dados da reanálise SODA e do CCSM3 (Figura 15 a e b, respectivamente). Os diagramas gerados foram comparados àqueles obtidos por estudos observacionais pretéritos (Bergamasco et al., 2003; Orsi & Wiederwohl, 2009), revelando que o padrão de distribuição dos pontos nos diagramas do SODA e CCSM3 era muito semelhante ao padrão real. Como esperado, o diagrama do modelo apresentou um desvio em relação aos dados observados, o que não impossibilitou a escolha das SWTs. Uma vez que o formato dos diagramas era o mesmo, bastou determinar a região correspondente de cada massa de água em cada diagrama. Uma

primeira aproximação para a análise da variabilidade da região foi a elaboração de dois diagramas TS particulares; um contendo dados de 3 décadas (1870, 1990, 2090; Figura 16a) e um segundo contendo o registro verticalmente contínuo de 6 décadas (1870, 1890, 1940, 1990, 2040 2090; Figura 16b).

As SWTs escolhidas para cada massa de água e seus respectivos pesos (calculados pela Equação 3.3) são apresentados na Tabela 2. Esses parâmetros foram utilizados na aplicação da OMP, gerando os padrões de distribuição das massas de água CDW, ISW e LSSW segundo o modelo CCSM3 e a reanálise SODA. É importante ressaltar que para a resolução do sistema de equações lineares para três massas de água, são necessárias três propriedades diferentes na matriz B. Contudo, os dados modelo compreendem somente salinidade e temperatura. Lançou-se mão, portanto, da possibilidade oferecida pela OMP de utilização da vorticidade potencial (VP) como propriedade conservativa da água do mar. A VP pode ser calculada a partir dos dados de salinidade e temperatura segundo a Equação 12, onde N é a frequência de Brunt-Väisälä, f a aceleração de Coriolis e g a aceleração da gravidade. Foi atribuído um peso consideravelmente baixo à VP (10^{-18}), de modo que a salinidade e a temperatura apresentassem maior influência na separação das massas de água.

$$VP = N^2 \frac{f}{g} \quad (12)$$

Para a reanálise, foi calculada a média temporal dos dados de salinidade e temperatura da radial R1 anteriormente à aplicação da OMP. Dessa forma, o resultado obtido representa a distribuição espacial média de cada massa de água durante o período de 1948 a 2009 (Figura 17), que fora utilizado para comparação e validação da representação do modelo. Já para os dados do CCSM3, foram calculadas as médias decadais no período de 1870 a 2100 (23 décadas) de cada radial. Uma vez que objetivo do estudo é avaliar não só a representação, mas também a variabilidade das massas de água segundo o modelo, a OMP foi aplicada sobre cada uma das 23

décadas nas três radiais. Finalmente, para facilitar a investigação da variabilidade, foram calculadas as anomalias da distribuição de cada massa de água durante o século XX e século XXI, separadamente.

Para auxiliar na avaliação das características oceanográficas da região de estudo segundo o modelo, foram calculados ainda: o campo de velocidade em 200 metros de profundidade, médias de temperatura e salinidade para cada radial, bem como as anomalias desses parâmetros nos séculos XX e XXI. Os resultados são apresentados no próximo capítulo.

Tabela 2: SWTs e pesos para as massas de água no modelo e na reanálise (CCSM3/SODA)

| | CDW | ISW | LSSW | Pesos |
|----------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------------------------|
| θ | 0,25/1,05 | -0,60/0,30 | -1,72/-1,00 | 8,65/8,84 |
| S | 34,733/34,730 | 34,761/34,715 | 34,415/34,185 | 3,69/5,55 |
| VP | – | – | – | $10^{-18}/10^{-18}$ |
| C. Massa | – | – | – | 8,84/8,84 |

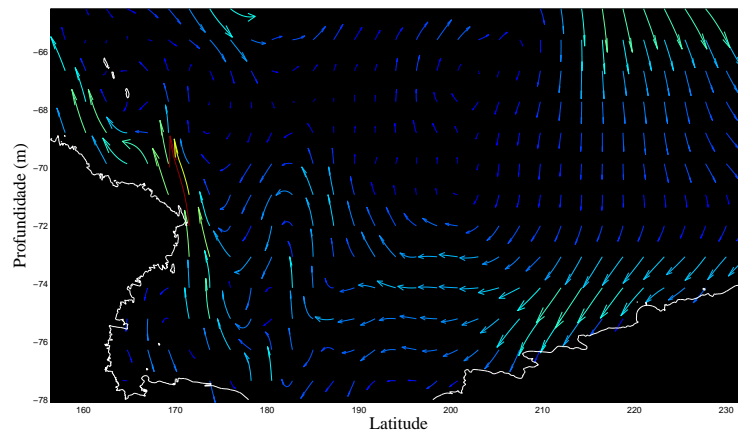
4 Resultados e Discussão

4.1 Campo de Velocidade

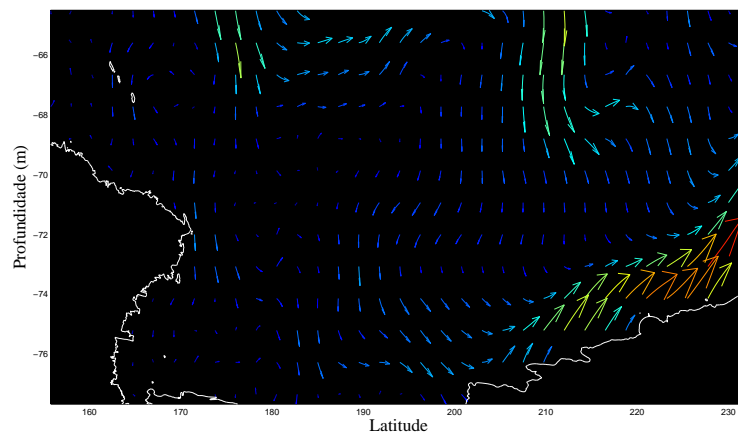
A Figura 8a exibe a média climatológica do campo de velocidade em 200 metros de profundidade para o Mar de Ross a partir dos resultados do CCSM3, onde algumas feições descritas na literatura estão bem representadas. Um grande giro ciclônico (Giro de Ross; Jacobs et al., 1985; Orsi et al., 1995, 1999; Budillon et al., 1999, 2003) é a feição mais evidente, com correntes de oeste intensas na porção norte da região marcando o limite sul da ACC. A leste, as correntes assumem orientação N-S em direção ao continente, marcando o limite leste do Giro de Ross. Próximo a costa, as correntes acompanham a orientação da quebra da plataforma escoando para oeste, para, posteriormente, seguirem meridionalmente para norte, fechando o giro na porção oeste do MR. Pode-se observar ainda que, próximo ao continente, as correntes possuem diversos meandramentos, se afastando e se aproximando da costa, além de pontos onde sobem o talude e seguem plataforma adentro, muito semelhante ao que fora descrito por Budillon et al. (1999; Figura 6), como o escoamento da CDW capturada pelo giro. Finalmente, nota-se a formação de dois vórtices na porção central do Giro de Ross, uma característica também descrita por Locarnini (1994). A diferença entre o final do século XX e o início do registro podem ser vistas na Figura 8b, equanto a Figura 8c mostra a diferença entre o final do século XXI e o início do registro. A alteração que mais chama atenção encontra-se na porção sul do MR, nas proximidades do talude continental, região de intrusão da CDW. A direção dos vetores da Figura 8b mostra que a intensidade das correntes que carregam a CDW diminuiu durante o século XX, diminuindo o fluxo da CDW para o MR. De maneira oposta, a Figura 8c mostra que essas correntes se intensificaram transportando mais águas da CDW para o MR. Uma vez que a CDW é a única massa que leva calor para o MR, as alterações no transporte dessa massa de água

afetam os processos de formação das demais massas de água do MR (Budillon et al., 1999, 2003; Orsi & Wiederwohl, 2009).

(a)



(b)



(c)

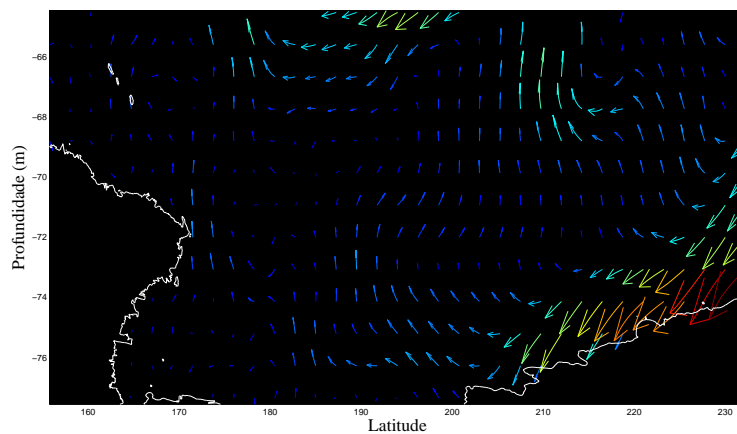


Figura 8: (a) Campo de velocidades médias (m/s) do oceano em 200 metros de profundidade; (b) Diferença entre o final do século XX e o início do resgistro; Diferença entre o final do século XXI e o início do resgistro

4.2 Seções de Temperatura

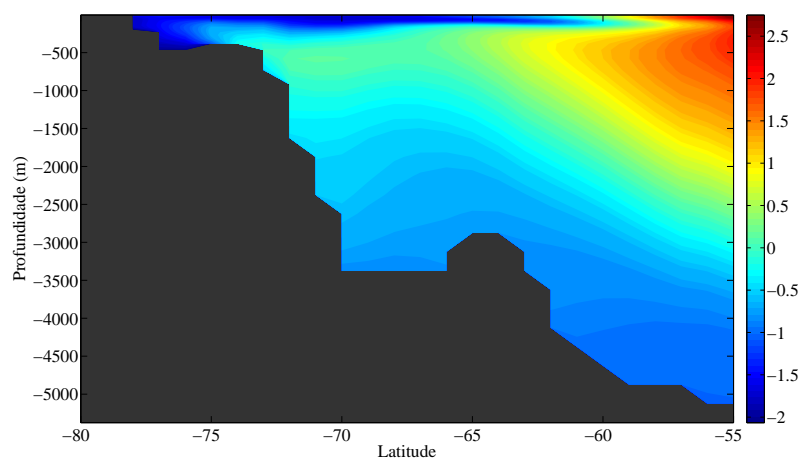
A Figura 9a exibe a seção vertical de temperatura da radial R1, onde se observa um núcleo de águas mais quentes no extremo norte da seção, centrado em torno dos 500m de profundidade. O mesmo núcleo é observado na seção R2 (Figura 10a) e, quando comparado ao campo de velocidade, nota-se que este núcleo é formado pelas águas quentes transportadas pela ACC para oeste (Rintoul & Sokolov, 2001; Cunningham et al., 2003; Rintoul, 2006). Percebe-se ainda a existência de um segundo núcleo quente (menos intenso que o primeiro), mais próximo ao continente na Figura 10a. Novamente, associando-se esse padrão ao campo de velocidades, observa-se que este segundo núcleo é formado pelas águas da CDW capturadas pelo Giro de Ross e transportadas para o interior do Mar de Ross, de acordo com o padrão encontrado por estudos observacionais (Jacobs et al., 1985; Budillon et al., 1999, 2003). A Figura 11a, por sua vez, exibe a intrusão de águas quentes vindas de leste com núcleo centrado em 500m, consistente com os resultados encontrados em estudos pretéritos e evidenciando o transporte de calor para o interior do MR pela ação do Giro de Ross sobre a ACC, capturando a CDW (Olbers et al., 2004; Orsi & Wiederwohl, 2009).

A plataforma continental interior é marcada pela presença de águas frias, com temperatura negativas de até -2°C , que ocupam as camadas superiores do oceano fluindo para norte e ultrapassando a latitude de 40°S Figuras 9a e 10a. Confirmando a presença de águas frias sobre a plataforma, a Figura 11a exibe o assoalho da porção superior leste (500m) ocupado por uma camada de água com temperaturas em torno de -2°C , responsáveis pela formação das LSSW (Russo, 1999; Smethie Jr. & Jacobs, 2005).

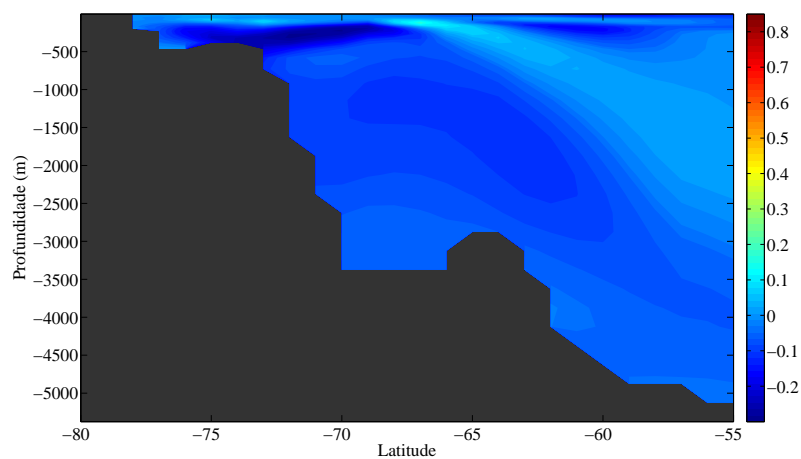
Os campos de anomalias relativas à climatologia média (Figuras 9b e 10b) mostram que durante o século XX, a região sofreu uma variação pequena de temperatura com um aumento de cerca de $0,1^{\circ}\text{C}$ em subsuperfície em 65°S , bem como

uma diminuição da ordem de $0,25^{\circ}\text{C}$ próximo à quebra da plataforma. Durante o mesmo período, na radial R3 (Figura 11b) observam-se anomalias positivas na superfície junto à quebra da plataforma ($0,23^{\circ}\text{C}$) e um negativas em subsuperfície na mesma região ($-0,28^{\circ}\text{C}$). Para o século XXI, o padrão se inverte e os núcleos que apresentaram aquecimento durante o século XX mostram no século XXI anomalias negativas e *vice versa*. Nas Figuras 9c e 10c, observa-se um núcleo de anomalias negativas ($-0,3^{\circ}\text{C}$) entre 500 e 1500 metros nas latitudes de 60°S e 61°S . A região da quebra da plataforma, que no século XX apresentara anomalias negativas, mostra núcleos positivos superiores a $0,8^{\circ}\text{C}$. A Figura 11c também exhibe um padrão invertido, onde a quebra da plataforma apresenta anomalias negativas na superfície ($-0,3^{\circ}\text{C}$) e positivas em subsuperfície ($0,8^{\circ}\text{C}$).

(a)



(b)



(c)

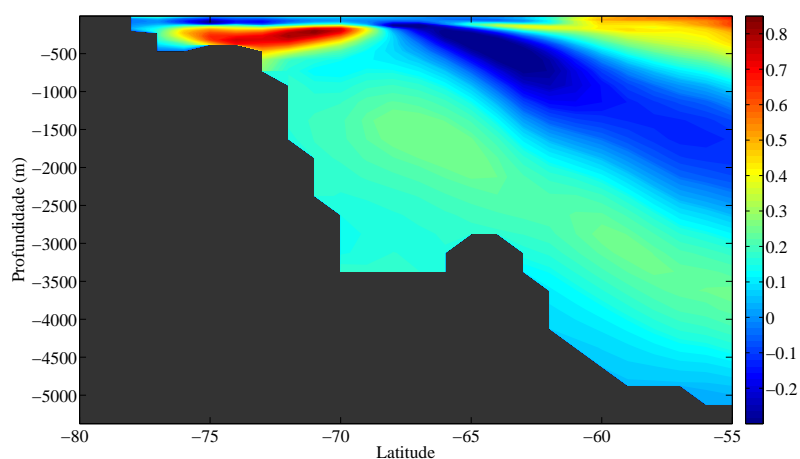
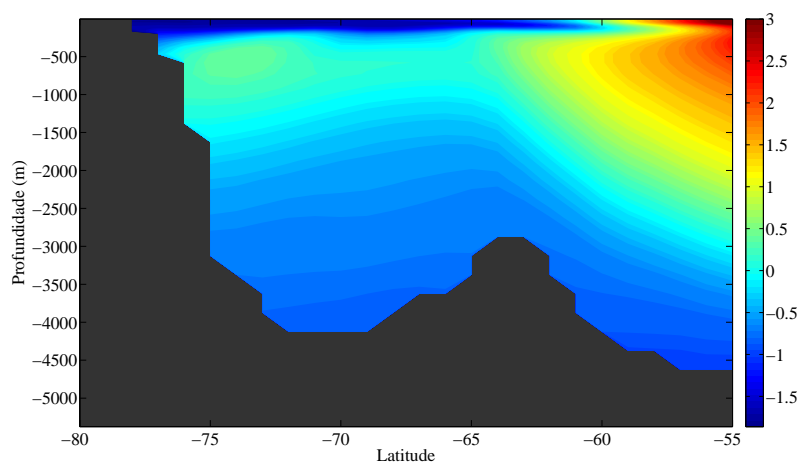
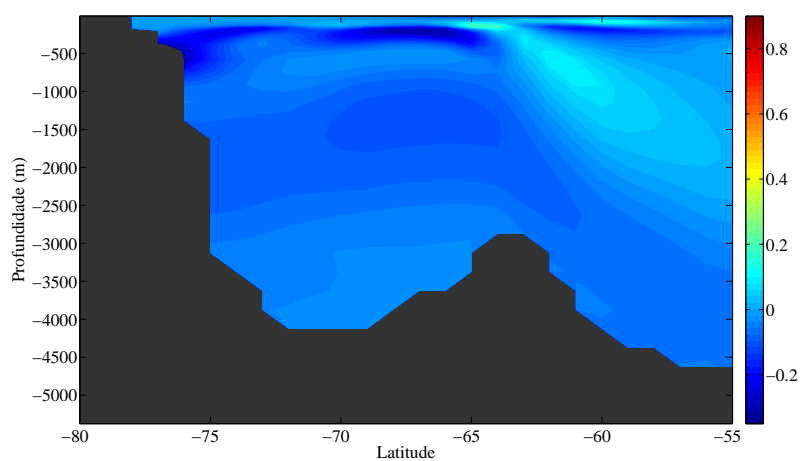


Figura 9: (a) Média temporal da temperatura na radial R1; (b) Anomalia de temperatura para o século XX; (c) Anomalia de temperatura para o século XXI

(a)



(b)



(c)

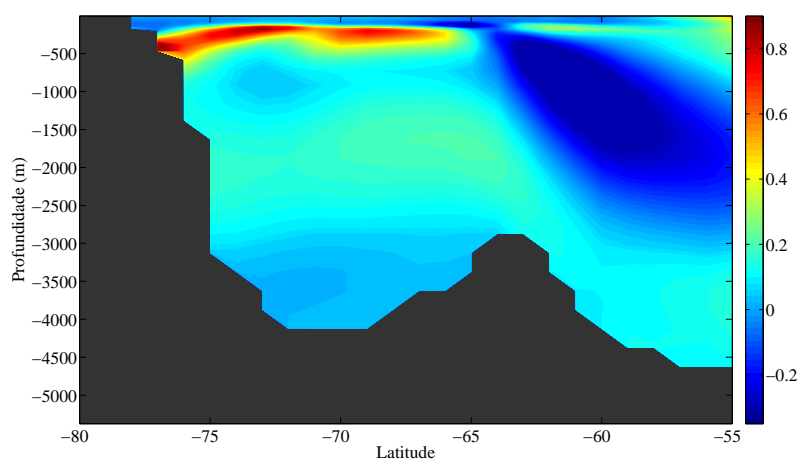
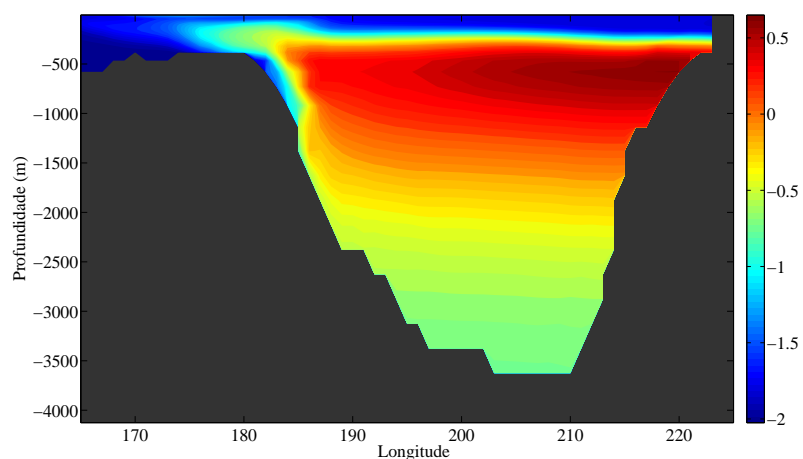
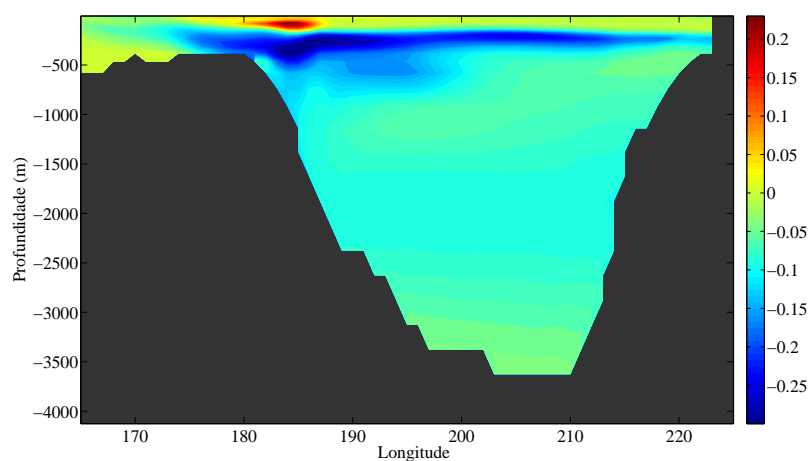


Figura 10: (a) Média temporal da temperatura na radial R2; (b) Anomalia de temperatura para o século XX; (c) Anomalia de temperatura para o século XXI

(a)



(b)



(c)

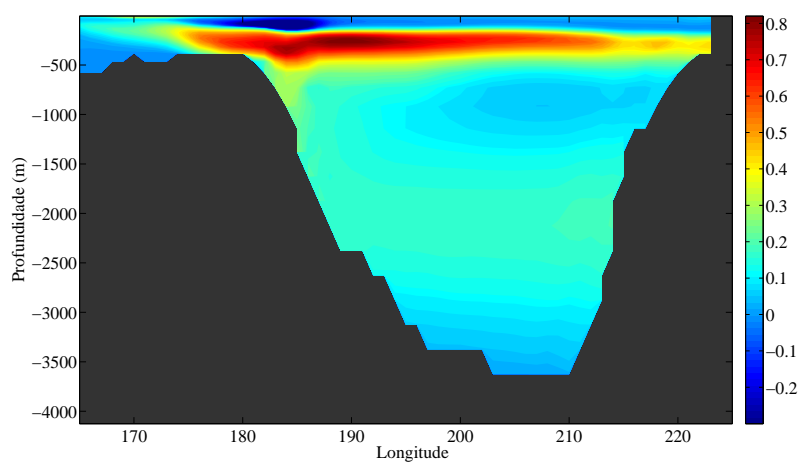


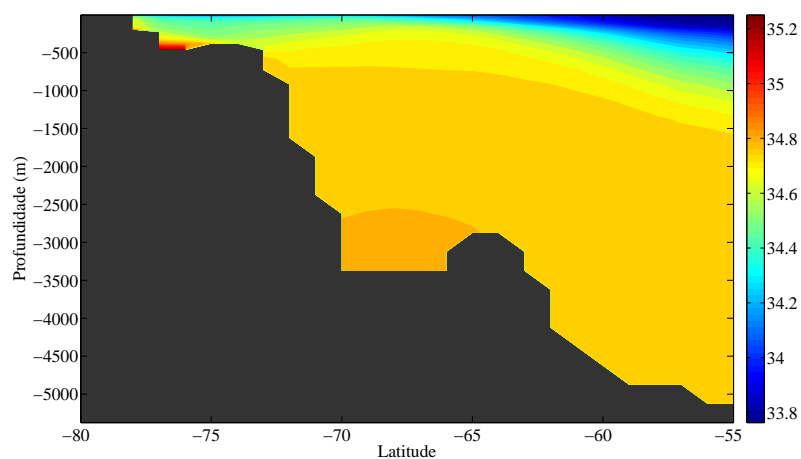
Figura 11: (a) Média temporal da temperatura na radial R3; (b) Anomalia de temperatura para o século XX; (c) Anomalia de temperatura para o século XXI

4.3 Seções de Salinidade

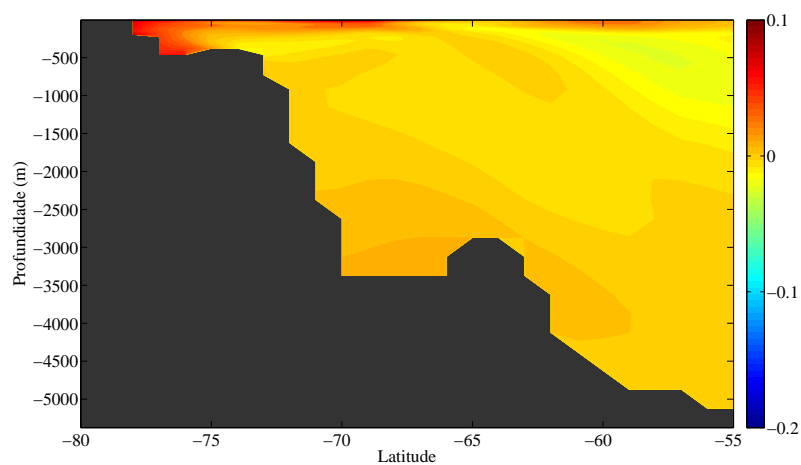
As seções de salinidade média (Figuras 12a e 13a) exibem um padrão de estratificação, com águas mais salinas em regiões profundas (principalmente no assoalho da plataforma – Figura 13a) e águas menos salinas ao largo em superfície. Uma característica importante representada pelo modelo é o aprisionamento de águas salinas pela topografia do MR, formando bolsões de alta salinidade entre o talude e as regiões abissais (Budillon, 2002). Outra característica representada é a presença de águas com maior salinidade sobre a plataforma continental oeste (Figura 13a), responsáveis pela formação da HSSW e, posteriormente, da ISW (Van Woert, 1999; Budillon & Spezie, 2000).

As anomalias de salinidade para o séculos XX (Figuras 12b e 13b) não mostram valores expressivos na maior parte da seção (módulo inferior a 0,02), a não ser pelos valores positivos encontrados sobre a plataforma continental (0,13). A radial R3 exhibe, além das anomalias positivas sobre a plataforma oeste do MR, valores de até 0,15 nas águas superficiais a leste da seção. Contudo, semelhante ao observado para as anomalias de temperatura, durante o século XXI os núcleos que apresentaram anomalias positivas passam a exibir um sinal negativo, com valores de até -0,15 sobre a plataforma e na região superficial oeste (Figuras 12c, 13c, 14c). Observa-se ainda um núcleo de anomalias positivas centradas em 500m de profundidade na latitude de 60°S (0,12) e uma faixa com máximo de 0,03 que se inicia próximo à quebra da plataforma e atinge a região profunda, ultrapassando a barreira orogênica de *Pannell Bank*. Apesar de apresentar valores comparativamente baixos, um pequeno aumento da salinidade nessa faixa, em uma região dominada pelos processos termohalinos, pode levar à diminuição do empuxo e aumento nas taxas de afundamento de águas densas, bem como à alteração na distribuição vertical das mesmas (Bergamasco et al., 2003; Muench et al., 2009).

(a)



(b)



(c)

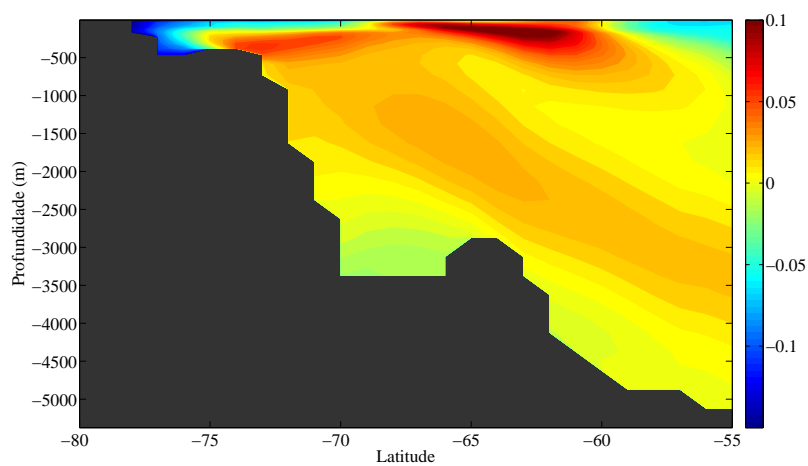
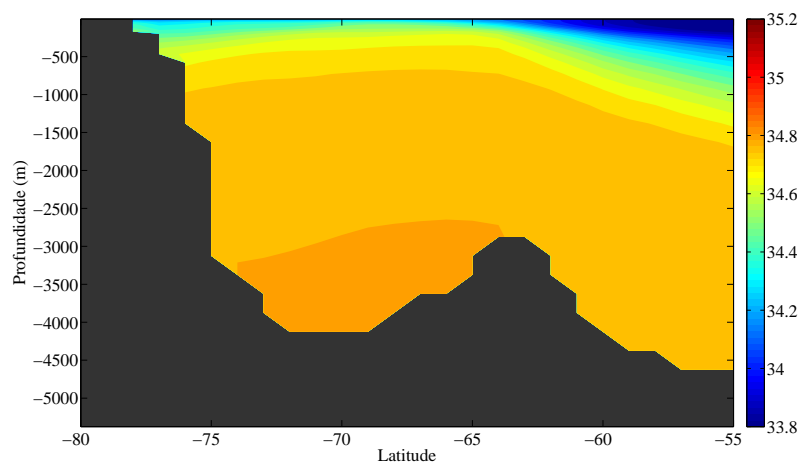
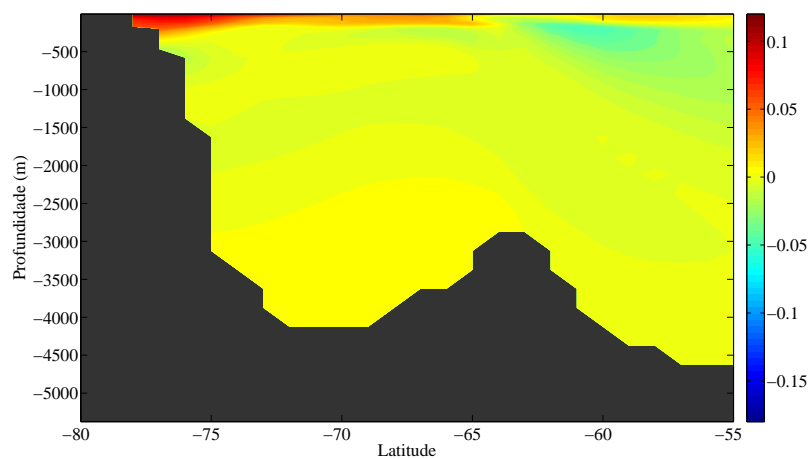


Figura 12: (a) Média temporal da salinidade na radial R1; (b) Anomalia de salinidade para o século XX; (c) Anomalia de salinidade para o século XXI

(a)



(b)



(c)

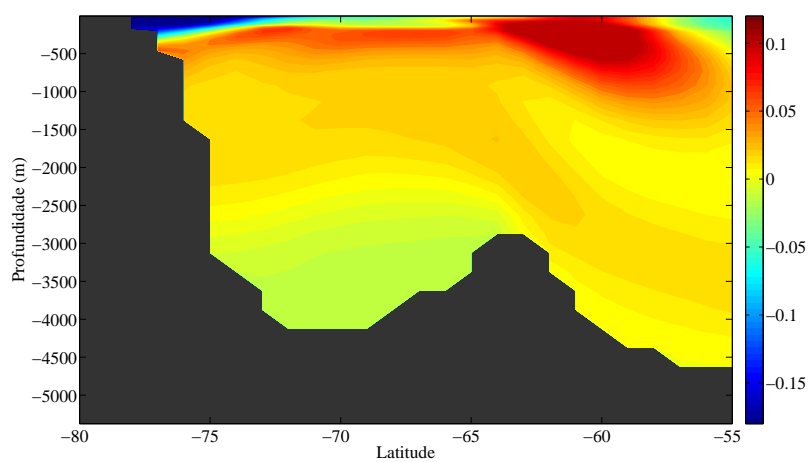
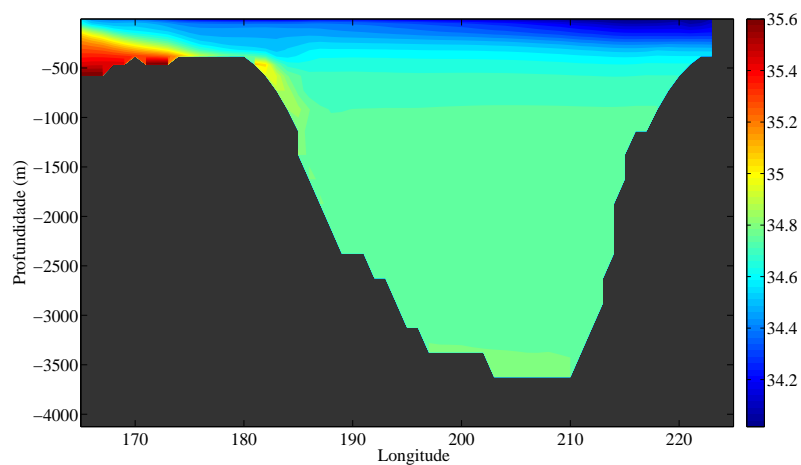
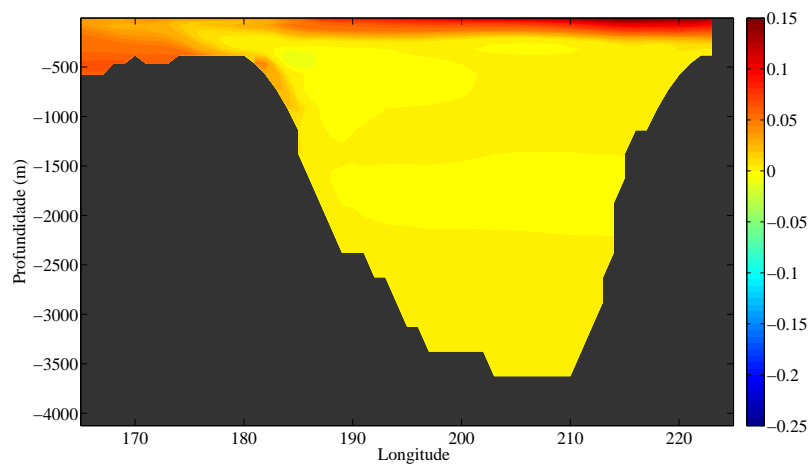


Figura 13: (a) Média temporal da salinidade na radial R2; (b) Anomalia de salinidade para o século XX; (c) Anomalia de salinidade para o século XXI

(a)



(b)



(c)

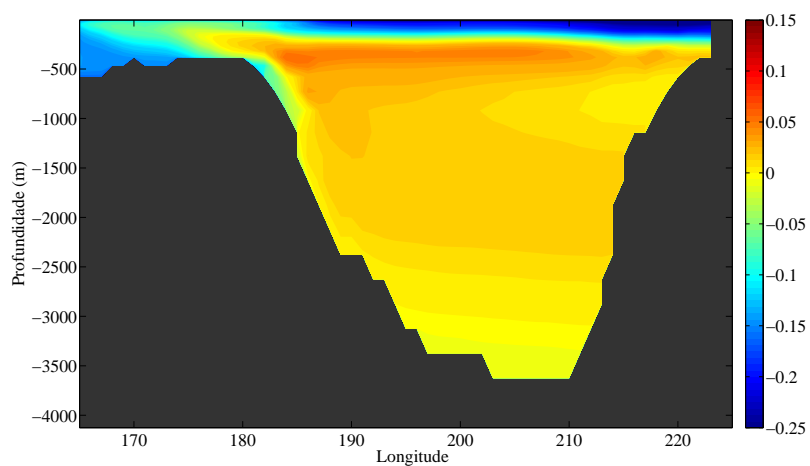


Figura 14: (a) Média temporal da salinidade na radial R3; (b) Anomalia de salinidade para o século XX; (c) Anomalia de salinidade para o século XXI

4.4 Diagramas TS

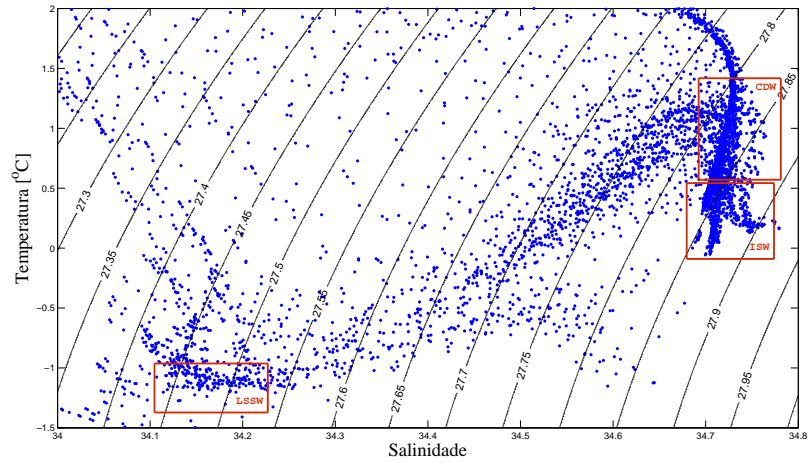
A Figura 15 apresenta os diagramas TS gerados a partir dos dados da reanálise SODA (a) e a partir dos dados do modelo CCSM3 (b). Os diagramas foram inicialmente comparados àqueles encontrados na literatura para estudos observacionais, como o de Bergamasco et al., (2003) e Muench et al., (2009). Os diagramas serviram para nortear a identificação das massas de água. A Figura 15 exibe um formato esperado onde se pode identificar a presença na CDW como a região com maiores temperaturas e salinidade elevada. Essa região com maior salinidade marca o domínio da ISW e HSSW, precursoras da AABW. Por fim, a região com menor temperatura associada aos baixos valores de salinidade confirmam a presença da LSSW, precursora da AASW (Assmann et al., 2003). Como o área de estudo compreende a região de formação e exportação da AASW (LSSW) e da AABW (ISW + HSSW), as massas de água formadas ocupam a mesma localização de suas precursoras nos diagramas TS.

Uma vez que o objetivo do presente estudo é avaliar os processos de formação das massas de água no MR, foram adotados os nomes das massas de água do MR (LSSW, CDW, ISW) que atuam na formação das águas exportadas pelo continente antártico (AASW e AABW). Assim, os diagramas da Figura 15 exibem a distribuição das águas LSSW, CDW e ISW, cujos índices termohalinos (Tabela 2) foram considerados na investigação com a OMP. Um aspecto que merece ser ressaltado é que, apesar da semelhança entre os dois diagramas, o CCSM3 tende a representar as massas de água mais frias e mais salinas que a reanálise SODA.

A Figura 16a exibe a o diagrama TS gerado com dados de 3 décadas obtidas do modelo numérico (1870, 1990, 2090). Como um primeira aproximação sobre a variabilidade das massas de água representadas, nota-se que, durante o período analisado, as regiões ocupadas pela ISW e CDW sofreram um aumento de salinidade tanto no século XX (verde) quanto no século XXI (vermelho), totalizando 0,05,

quando a ISW observou ainda um sutil aumento de temperatura ($0,1^{\circ}\text{C}$). O diagrama verticalmente contínuo da Figura 16 mostra que a região ocupada pela LSSW sofreu uma diminuição de temperatura durante o século XX, de $0,2^{\circ}\text{C}$, seguida de um aumento $0,4^{\circ}\text{C}$, no século XXI. A CDW também sofre uma diminuição de temperatura durante o século XX ($0,2^{\circ}\text{C}$), seguida de um aumento no século XXI $0,1^{\circ}\text{C}$, inferior ao observado para a LSSW, além de um aumento na salinidade de $0,4$, durante o século XXI. Para a ISW observa-se um aumento da salinidade durante todo o período, totalizando $0,3$ no final do século XXI.

(a)



(b)

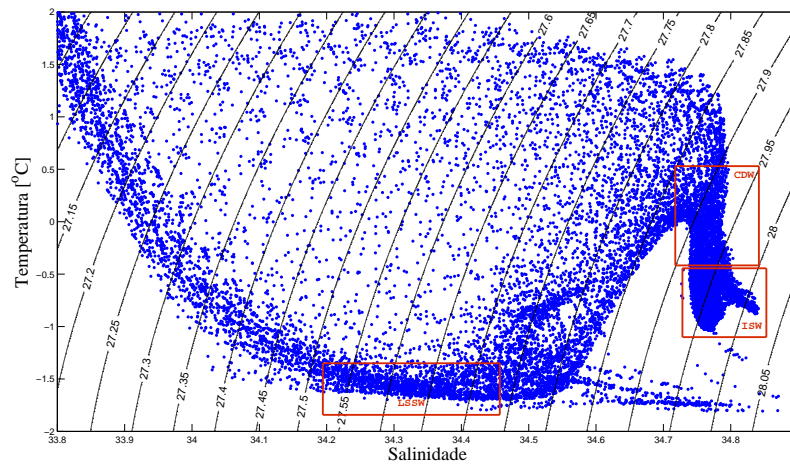
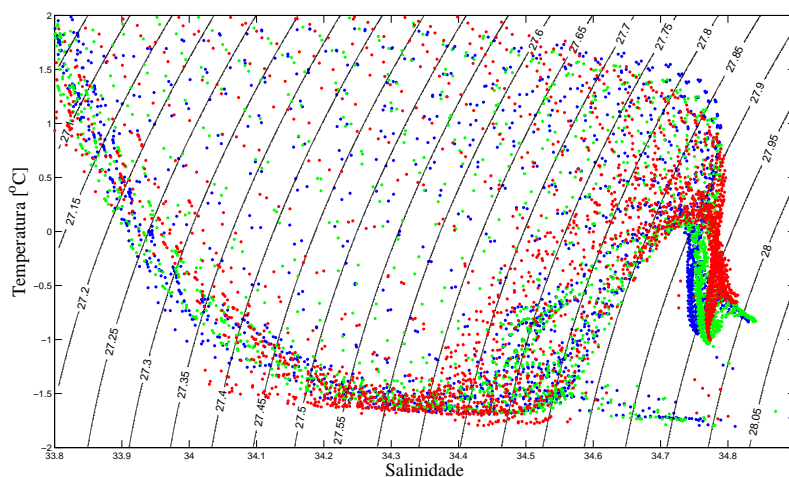


Figura 15: (a) Digrama TS gerado com os dados do conjunto SODA (b) Digrama TS gerado com os dados do modelo CCSM3

(a)



(b)

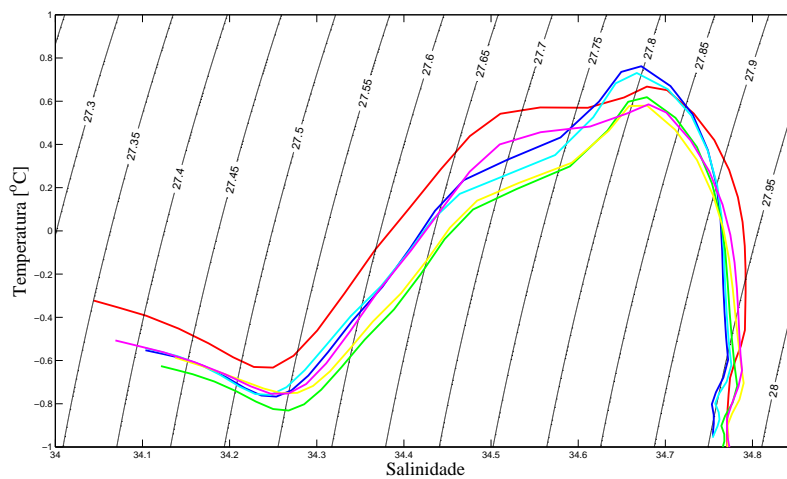


Figura 16: (a) Diagrama TS para três décadas: 1870 (azul); 1990 (verde); 2090 (vermelho) (b) Diagrama TS contínuo para 6 décadas: 1870 (azul); 1890 (azul claro); 1940 (verde); 1990 (amarelo); 2040 (rosa); 2090 (vermelho)

4.5 Distribuição das Massas de Água – SODA

A primeira aplicação da OMP foi realizada com os dados da reanálise SODA referentes a radial R1, com as SWTs apresentadas na Tabela 2, obtidas a partir dos diagramas TS (Figura 15a). Foram separadas as massas de água CDW, ISW e LSSW (Figura 17).

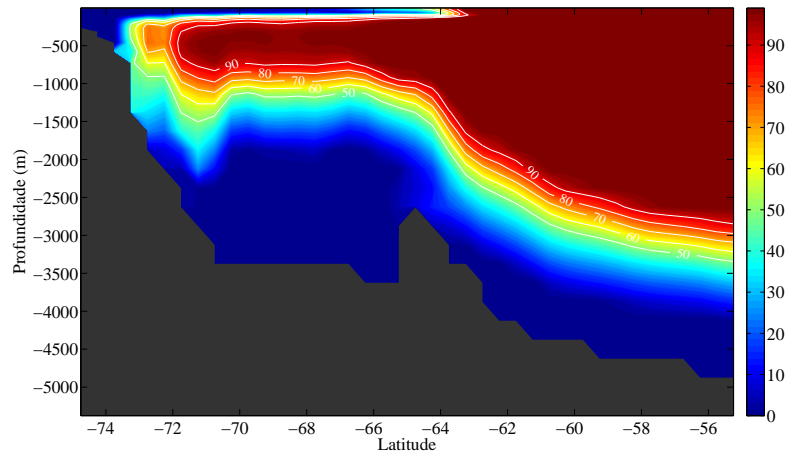
A Figura 17a mostra a distribuição da CDW na radial R1. Semelhante ao descrito por Budillon et al. (2002), a CDW se apresenta como uma espessa camada ao largo, na região ocupada pela ACC (Karsten et al., 2002; Olbers et al., 2004; Orsi & Wiederwohl, 2009). Como apresentado em estudos pretéritos, a CDW é a água mais volumosa da região com contribuições superiores a 90%, desde a superfície até 2500m na porção norte da radial, com um prolongamento em direção ao continente antártico entre 250m e 1000m de profundidade, comprovando a participação da massa de água próximo à quebra da plataforma continental de MR (Jacobs et al., 1985; Locarnini, 1994; Jacobs & Giulivi, 1998).

Inicialmente foi realizada a tentativa de separação entre ISW e HSSW, mas não foi possível identificá-las separadamente, provavelmente devido à resolução vertical dos dados da reanálise em regiões profundas. Dessa maneira, optou-se por investigar a participação de ambas conjuntamente com o nome de ISW, tanto para o conjunto SODA quanto para os resultados do CCSM3. Como descrito por (Dinniman, 2007), a ISW apresenta contribuições máximas próximo à topografia, acompanhando o talude continental até assoalho do oceano profundo (Figura 17b). Essa distribuição está de acordo com o descrito por diversos autores, confirmando a participação da ISW (associada à HSSW) na formação da AABW que escoia junto ao fundo oceânico a partir do continente antártico (Jacobs et al., 1979, 1985, 1989; Zwally et al., 1985; Jacobs & Comiso, 1989).

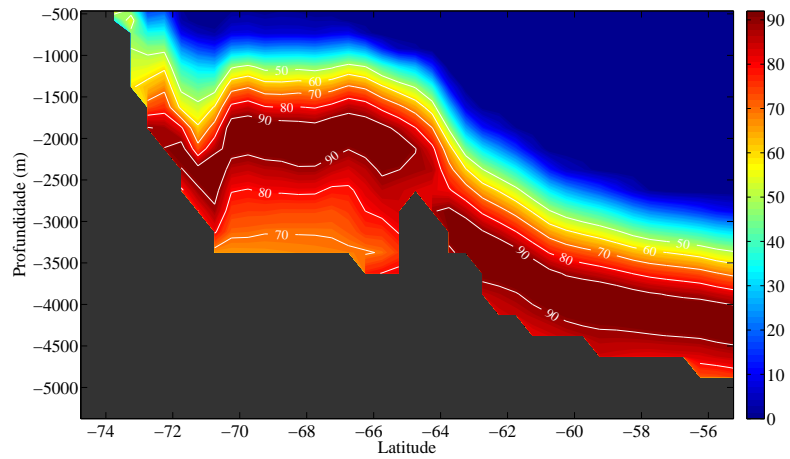
Finalmente, a investigação da LSSW (Figura 17c) mostrou a sua contribuição sobre a plataforma estendendo-se nas camadas superficiais até a latitude de 65°S.

Essa distribuição é consistente com os resultados de Smethie Jr. & Jacobs (2005), evidenciando a participação da LSSW na formação da AASW. A distribuição espacial das 3 massas de água encontrada com os dados da reanálise SODA foi utilizada como referência para a investigação das mesmas massas de água na simulação do CCSM3.

(a)



(b)



(c)

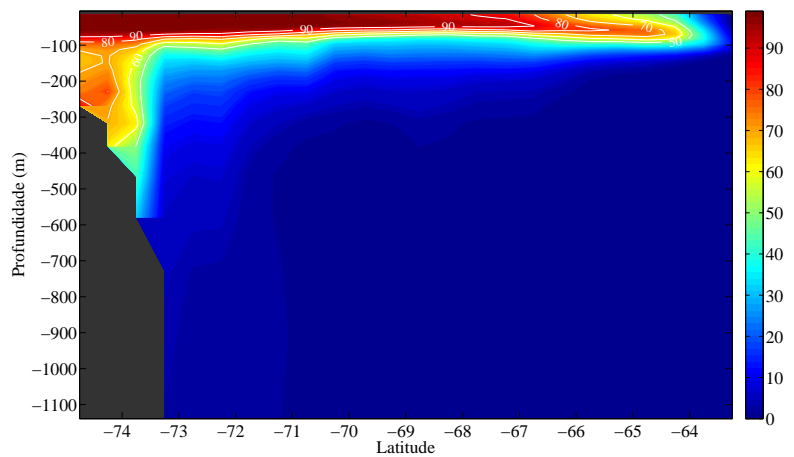


Figura 17: (a) Distribuição (%) da CDW na radial R1 a partir dos dados do conjunto SODA; (b) ISW; (c) LSSW

4.6 Distribuição das massas de água – CCSM3

4.6.1 Distribuição da CDW

A distribuição da CDW foi investigada nas 3 radiais (R1, R2 e R3) do MR. A Figura 18 apresenta a distribuição da CDW na radial R1 no início do período analisado (1870; Figura 18a), no final do século XX (Figura 18b) e no final do século XXI (Figura 18c). No início do registro, a CDW apresenta uma distribuição muito semelhante ao encontrado para os dados da reanálise, com a porção mais espessa ao norte associada à ACC e com uma extensão até as proximidades da quebra da plataforma. A distribuição para o final do século XX (Figura 18b) mostra que a CDW apresenta uma diminuição da sua contribuição próximo à plataforma continental, sendo que no final do século XXI (Figura 18c) essa contribuição torna-se ainda maior do que no início do período analisado. Analisando as imagens de anomalia de contribuição, nota-se que no final do século XX, a CDW apresenta uma redução de 15% na sua contribuição próximo à quebra da plataforma (Figura 19a), seguida por um aumento de 25%, no final do século XXI (Figura 19b).

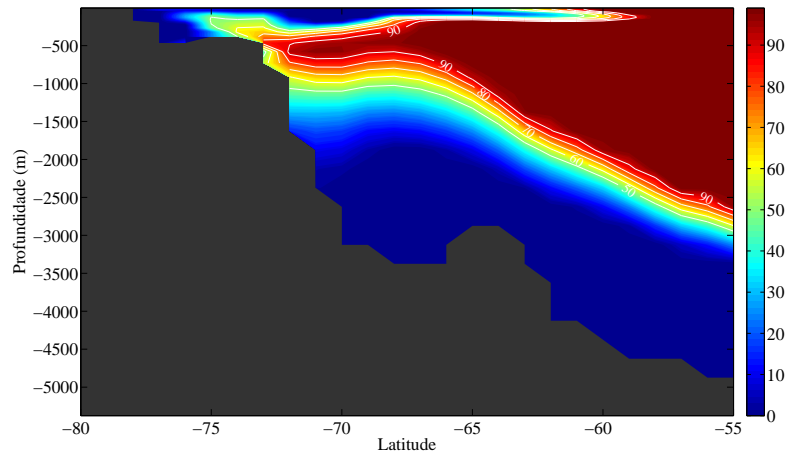
A Figura 20 mostra que a CDW apresenta uma contribuição maior junto à plataforma na radial R2 em relação à R1. Esse padrão é um resultado da localização a oeste da radial R2, que fica mais próxima da região de captura da CDW pelo Giro de Ross (Figura 8a), o que permite que a massa de água ocupe uma camada mais espessa nas regiões ao sul. A variação temporal exhibe o mesmo padrão observado na radial R1, com uma diminuição na contribuição da CDW junto à plataforma, no final do século XX (Figura 20b), seguida de um aumento durante o século XXI (Figura 20b). Essa variação é confirmada pelas seções de anomalia que exibem uma diminuição de 15% na contribuição próximo à plataforma (Figura 21a) e um incremento de 25%, no final do século XXI (Figura 21b).

Analisando essas variações frente àquelas encontradas no campo de velocidade

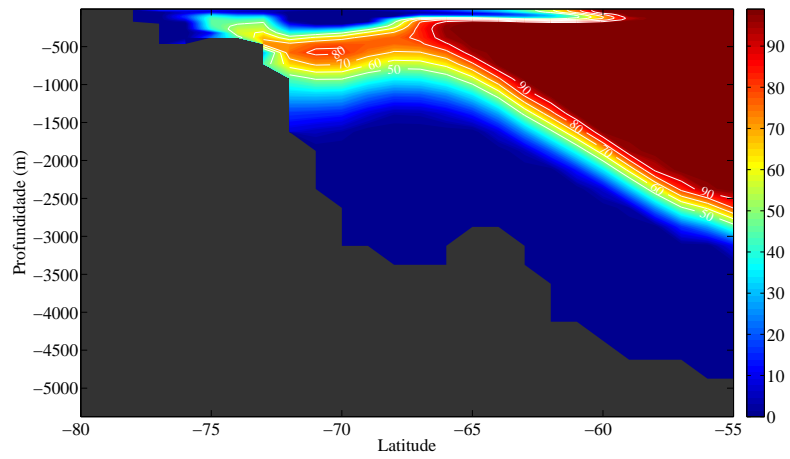
(Figura 8) e seções de temperatura (Figuras 9 e 10), acredita-se que a atenuação das correntes responsáveis pelo transporte da CDW, para o interior do MR no século XX (Figura 8b), seja a causa da diminuição da temperatura junto à plataforma (Figuras 9b e 10b), visto que a CDW é a única massa de água que transporta calor para o interior do MR (Jacobs et al., 1985; Locarnini, 1994), o que resulta na diminuição da contribuição dessa massa de água nas proximidades da plataforma do MR no final do século XX. Em contrapartida, o aumento dessa contribuição durante o século XXI estaria associado ao incremento na velocidade das correntes do Giro de Ross (Figura 8c), transportando as águas quentes da CDW para o interior do MR (Figuras 9c e 10c).

Na radial R3 a contribuição da CDW é mais significativa na porção oeste, por onde ocorre a intrusão da massa de água no MR (Figura 22; Carmack, 1977; Whithworth & Nowlin, 1987). Devido às variações no campo de velocidade e, consequentemente, no transporte da massa de água para o MR, a CDW apresenta um recuo durante o século XX (Figuras 22b e 23b) e um avanço durante o século XXI, aumentando sua contribuição sobre a plataforma oeste do MR (Figuras 22c e 23c).

(a)



(b)



(c)

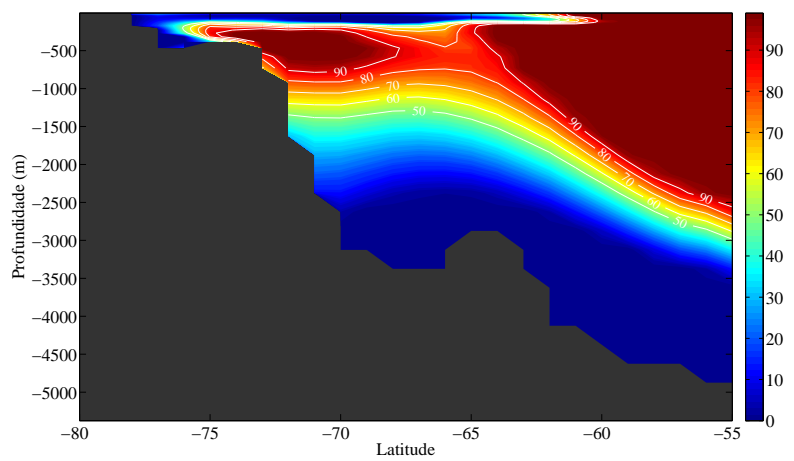
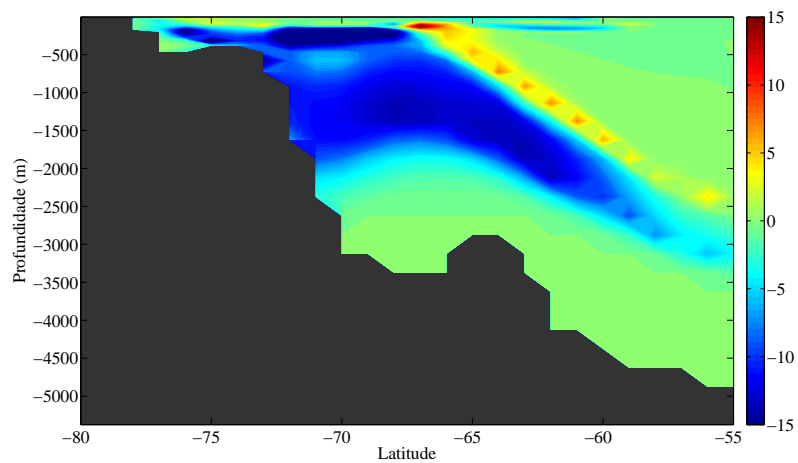


Figura 18: (a) Distribuição (%) da CDW na radial R1 na década de 1870; (b) 1990;

(c) 2090

(a)



(b)

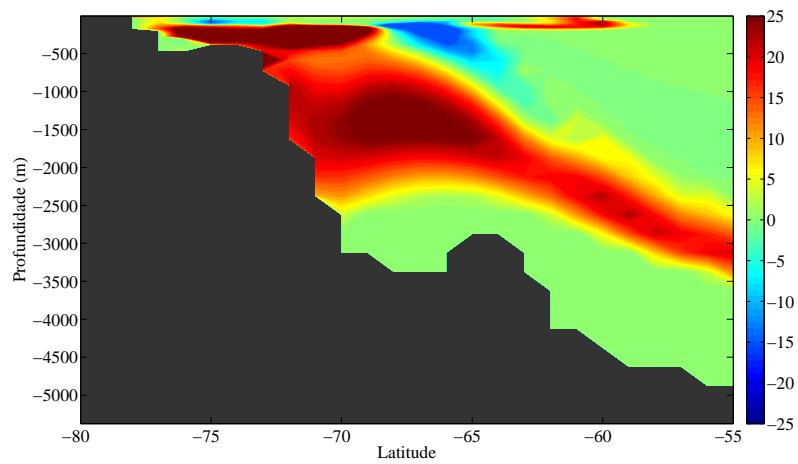
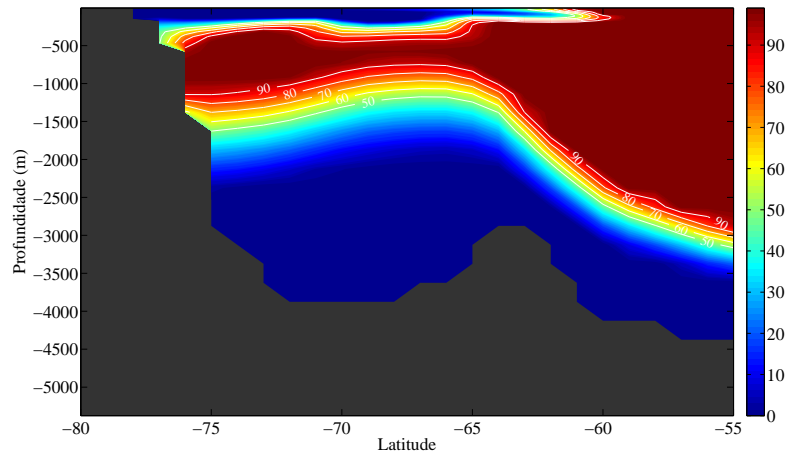
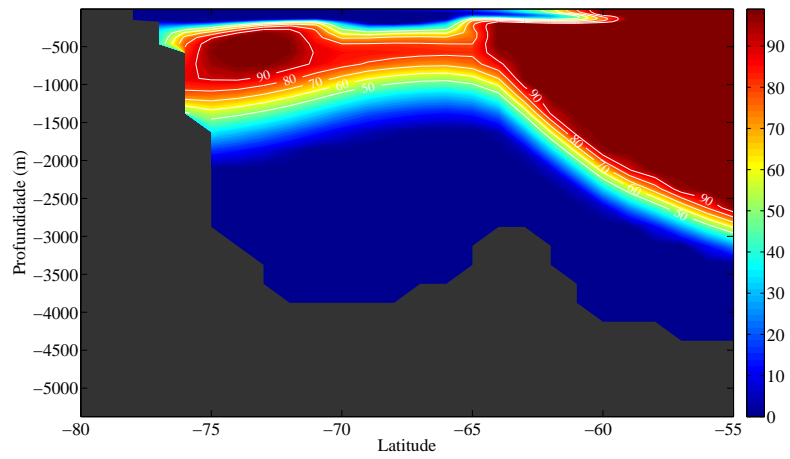


Figura 19: (a) Anomalia da distribuição (%) da CDW na radial R1 para o século XX; (b) século XXI

(a)



(b)



(c)

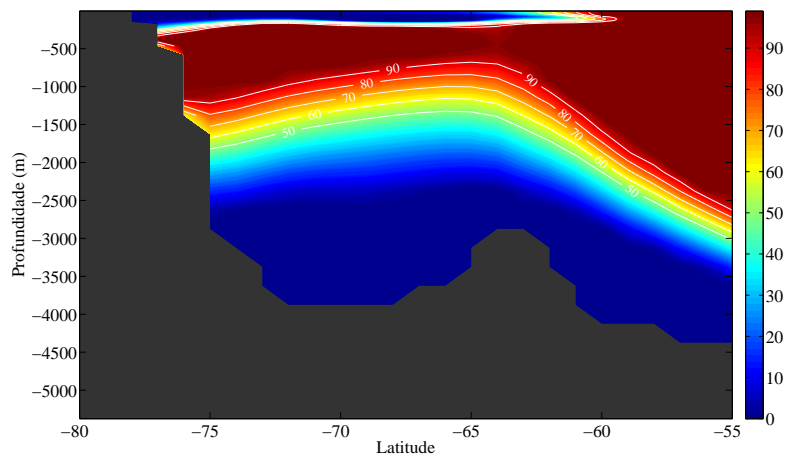
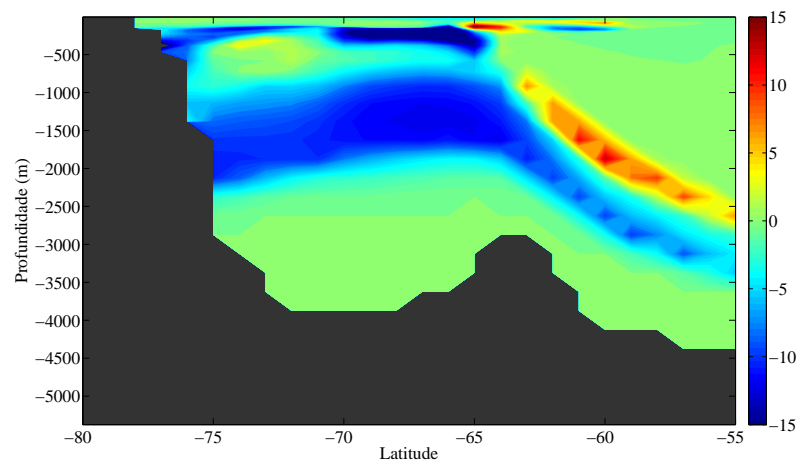


Figura 20: (a) Distribuição (%) da CDW na radial R2 na década de 1870; (b) 1990;

(c) 2090

(a)



(b)

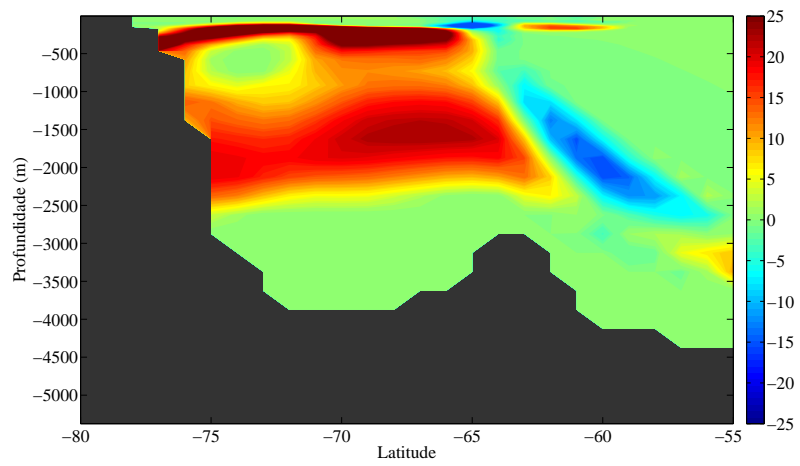
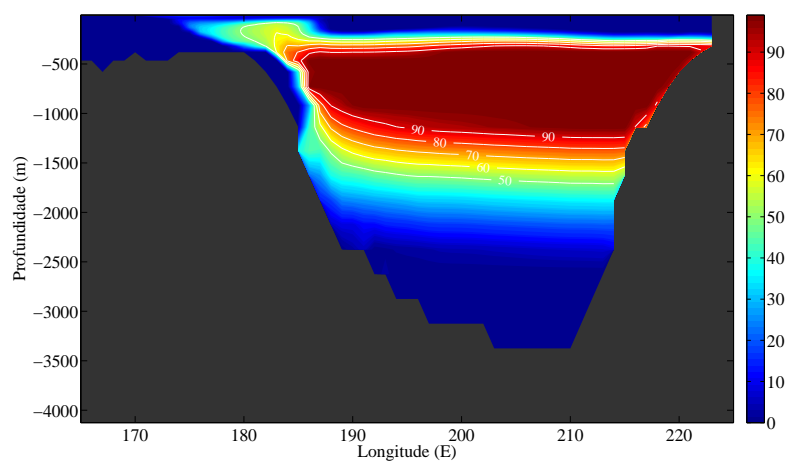
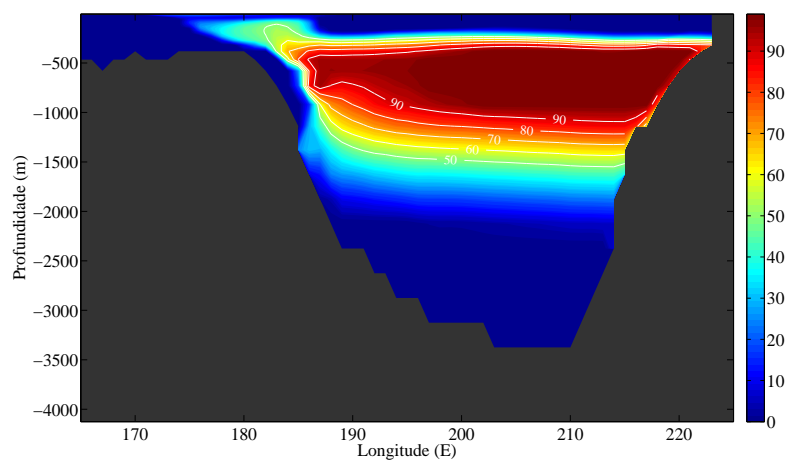


Figura 21: (a) Anomalia da distribuição (%) da CDW na radial R2 para o século XX; (b) século XXI

(a)



(b)



(c)

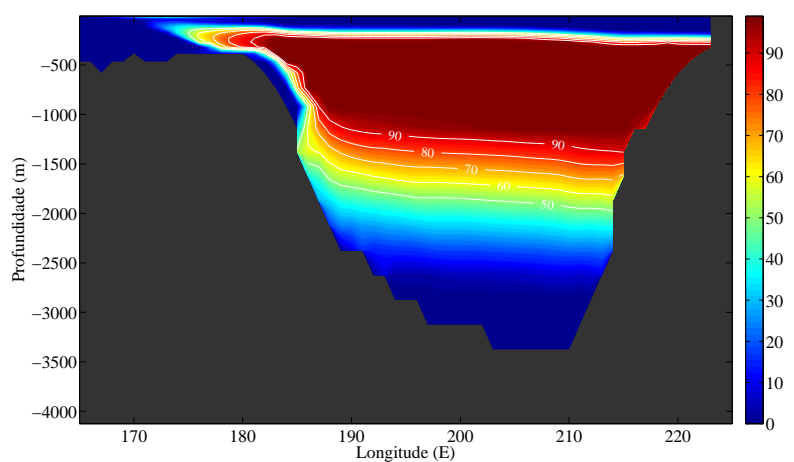
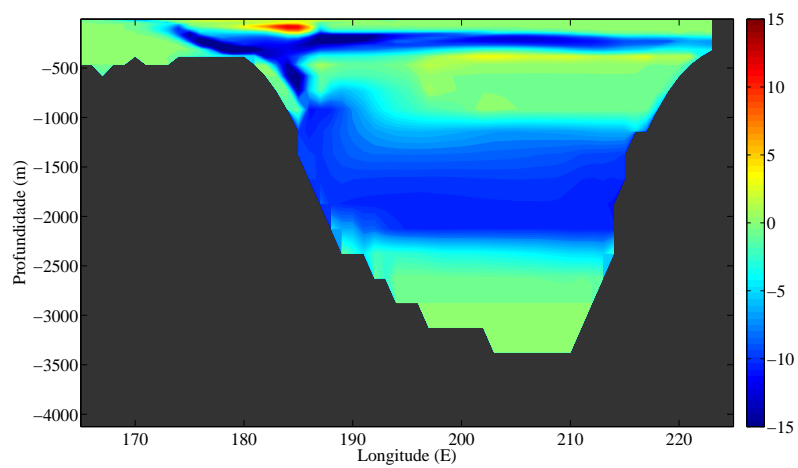


Figura 22: (a) Distribuição (%) da CDW na radial R3 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090

(a)



(b)

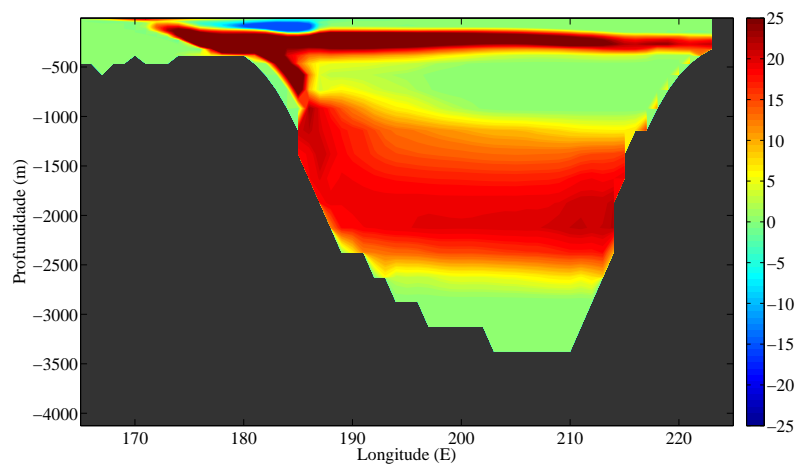


Figura 23: (a) Anomalia da distribuição (%) da CDW na radial R3 para o século XX; (b) século XXI

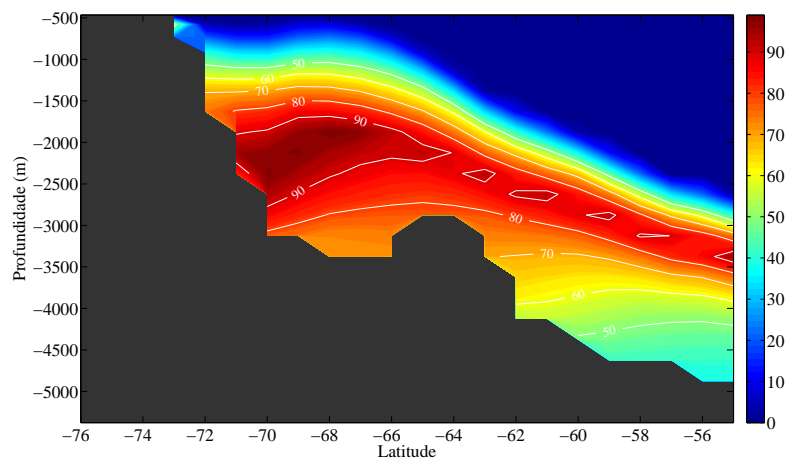
4.6.2 Distribuição da ISW

Semelhante aos resultados encontrados para os dados da reanálise, a ISW ocupa as camadas inferiores da coluna de água a partir do talude até as regiões profundas onde, associada à HSSW e sob influência da CDW, se torna AABW (Figuras 24 e 26; Jacobs et al., 1979, 1985, 1989; Zwally et al., 1985; Jacobs & Comiso, 1989; Trumbore et al., 1991; Locarnini, 1994). Na Figura 28 é possível observar ainda a contribuição das águas da plataforma oeste (HSSW) para a formação da ISW e AABW (Budillon et al., 1999). A ISW é a massa de água mais importante do MR (Bergamasco et al., 2002, et al., 2003). Esta massa de água apresenta a maior variação entre 1870 e 2100. No início do período (1870), a ISW apresenta um núcleo entre 2000m e 2500m de profundidade junto ao talude (Figuras 24a e 26a). No século XX, a ISW sobe na coluna de água ocupando a camada entre 1500m e 2000m (Figuras 24b e 26b). No século XXI, a ISW passa a ocupar camadas mais profundas entre 2500m e 3000m de profundidade aproximadamente (Figuras 24c e 26c). Os campos de anomalia apresentados nas Figuras 25, 27 e 29 confirmam essa variação, onde a ISW sofre um incremento de 15% na contribuição nas camadas superiores (cerca de 1500m) durante o século XX, seguido por um aumento de 25% na contribuição nas camadas inferior a 2500m durante o século XXI.

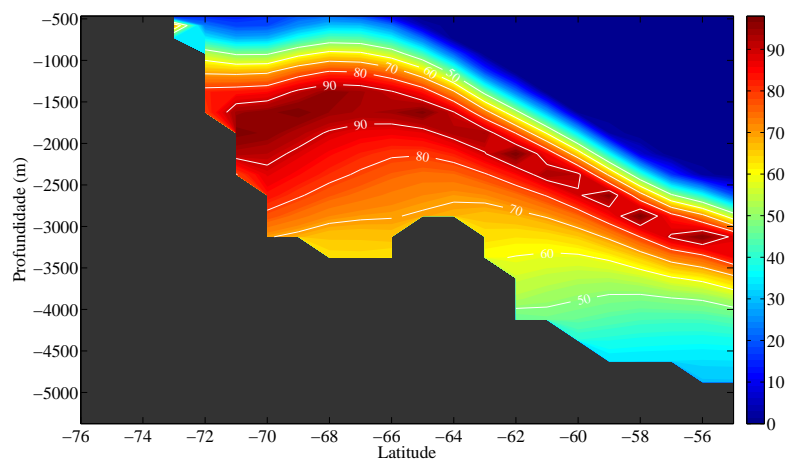
Considerando os diversos fatores que atuam na formação das massas de água do oceano austral (Jacobs et al., 1979, 1985, 1989; Zwally et al., 1985; Jacobs & Comiso, 1989; Trumbore et al., 1991; Fahrbach et al., 1994; Locarnini, 1994; Bergamasco et al., 2003; et al., 2003; Smethie Jr. & Jacobs, 2005), o mecanismo proposto para a variação da ISW é composto por uma associação de fenômenos representados pelo CCSM3: pelo campo de velocidades (Figura 8), observa-se que no século XX ocorre uma diminuição na intensidade do Giro de Ross, diminuindo o transporte da CDW, e conseqüentemente calor, para o interior do MR. O estreitamento da camada quente superior aumenta a estratificação da coluna de água, diminuindo

os gradientes verticais de temperatura, que por sua vez promovem a elevação das isopicnais, elevando a massa de água. Além disso, uma condição básica da dinâmica de fluidos geofísicos deve ser respeitada, que é a conservação de massa (Pedlowski, 1987). Como no oceano a conservação de massa implica em conservação de volume (devido ao baixo índice de compressibilidade da água), o volume anteriormente ocupado pela CDW deve ser preenchido, no caso pela ISW. No século XXI, o mesmo mecanismo atua, porém, no sentido contrário; o aumento no transporte das águas quentes da CDW para o interior do MR promove o aumento da convecção e o consequente rebaixamento das isopicnais. Além disso, o aparente ganho de densidade pela ISW está associado ao aumento da salinidade nas camadas inferiores (Figura 12 e 13), resultado da rejeição de sal devido à maior formação e advecção de gelo marinho do interior do MR para o largo (Figura 37), que por sua vez está associado à intensificação do modo atmosférico SAM (Figura 38; Ball 1957, Bromwich & Kurtz 1984, Kurtz & Bromwich 1985; Hall & Visbeck, 2002; Gille, 2002).

(a)



(b)



(c)

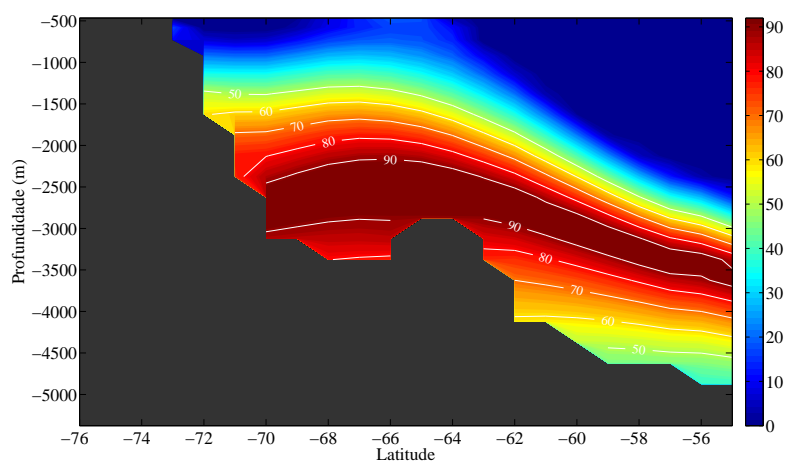
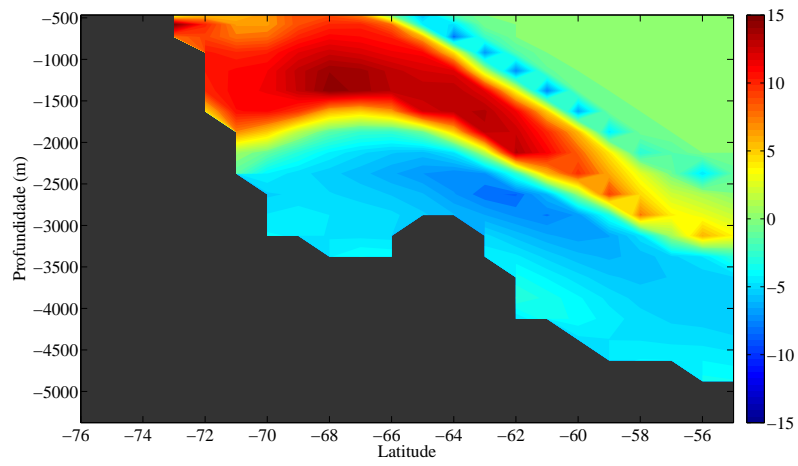
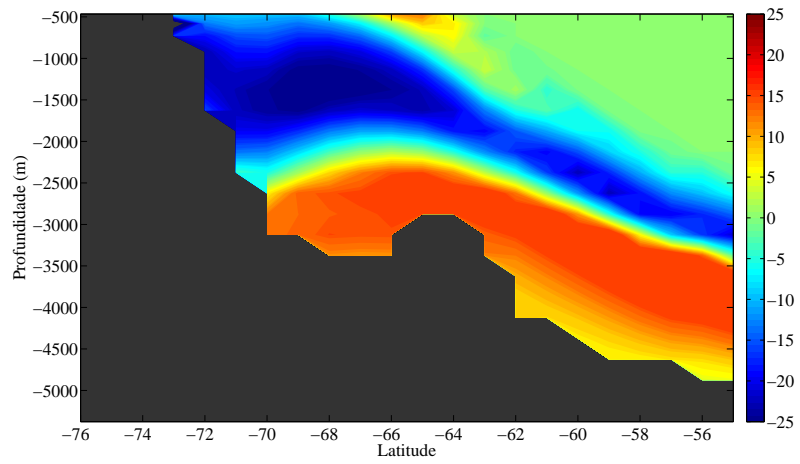


Figura 24: (a) Distribuição (%) da ISW na radial R1 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090

(a)

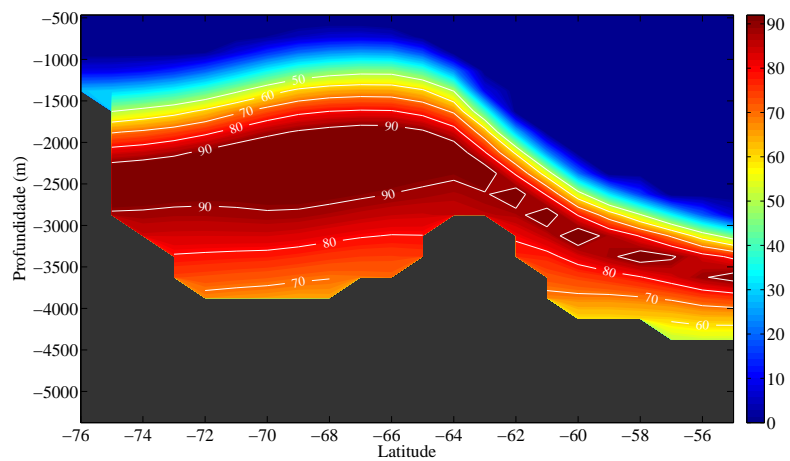


(b)

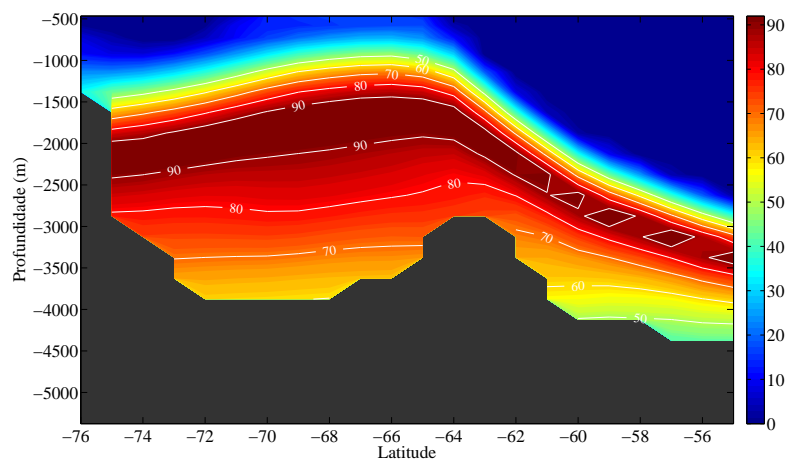


*Figura 25: (a) Anomalia da distribuição (%) da ISW na radial R1 para o século XX;
(b) século XXI*

(a)



(b)



(c)

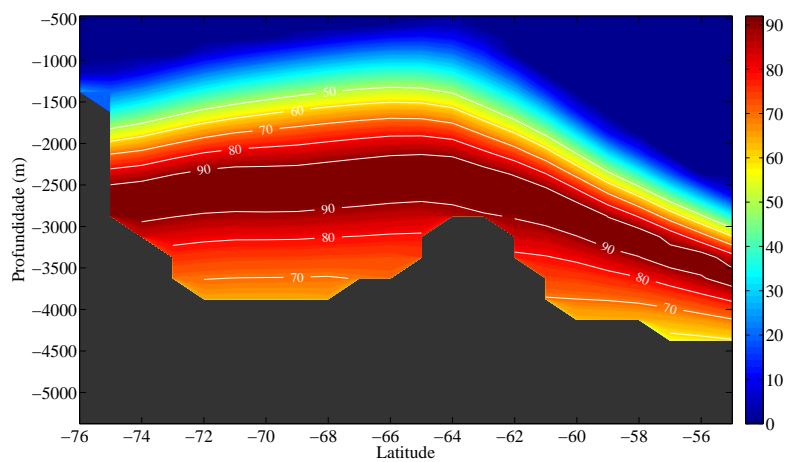
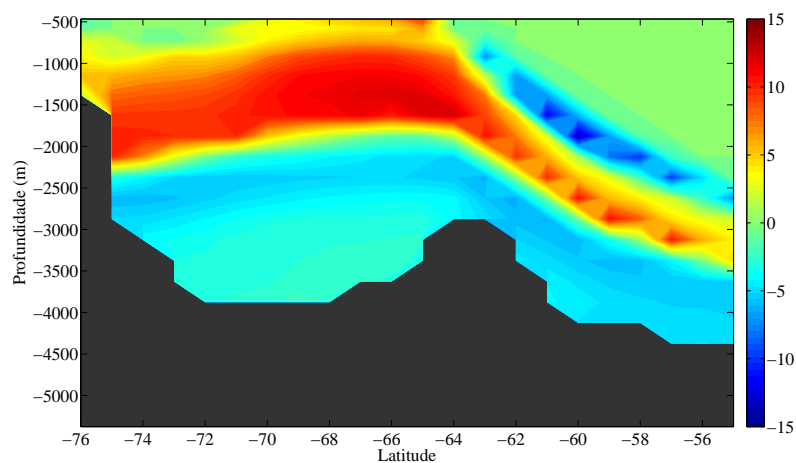


Figura 26: (a) Distribuição (%) da ISW na radial R2 na década de 1870; (b) 1990;

(c) 2090

(a)



(b)

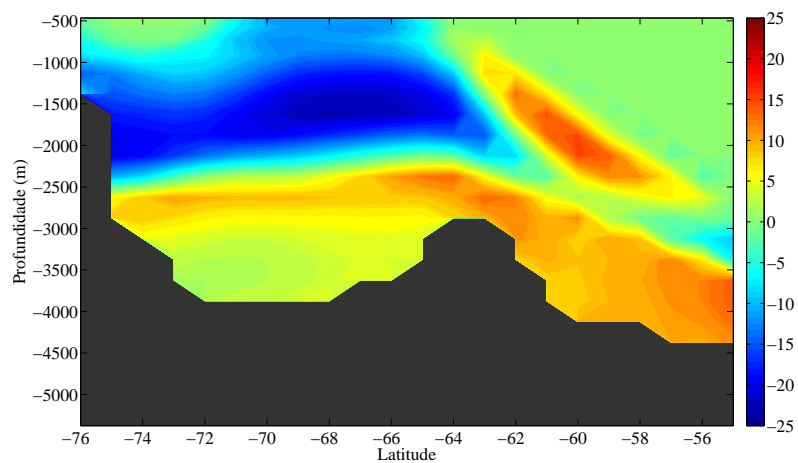
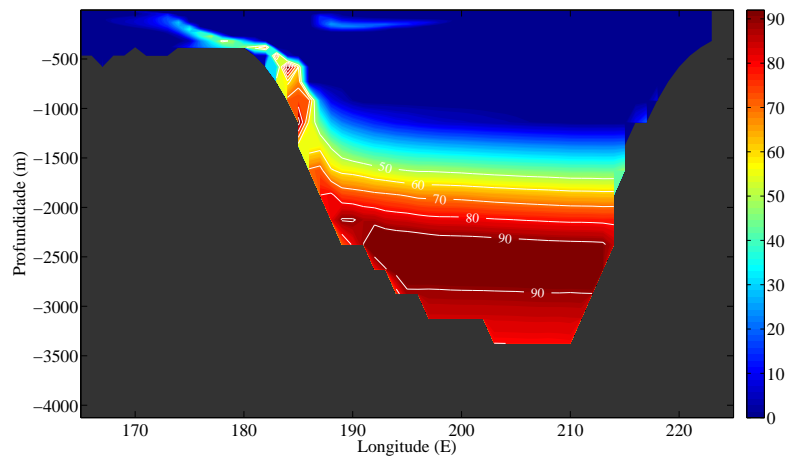
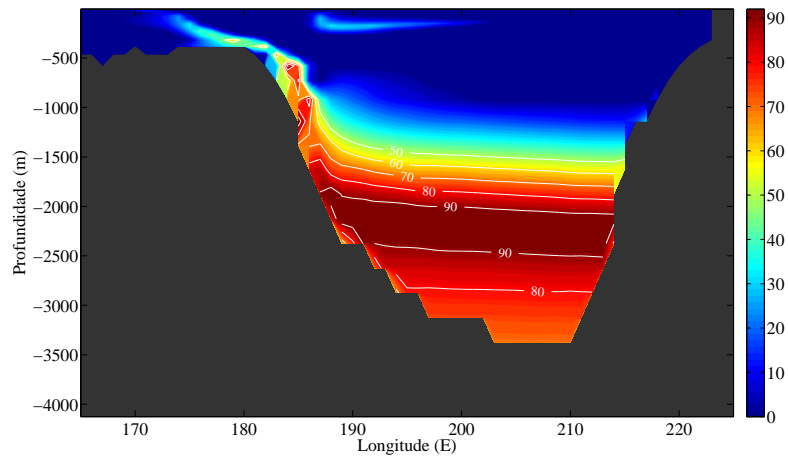


Figura 27: (a) Anomalia da distribuição (%) da ISW na radial R2 para o século XX;
(b) século XXI

(a)



(b)



(c)

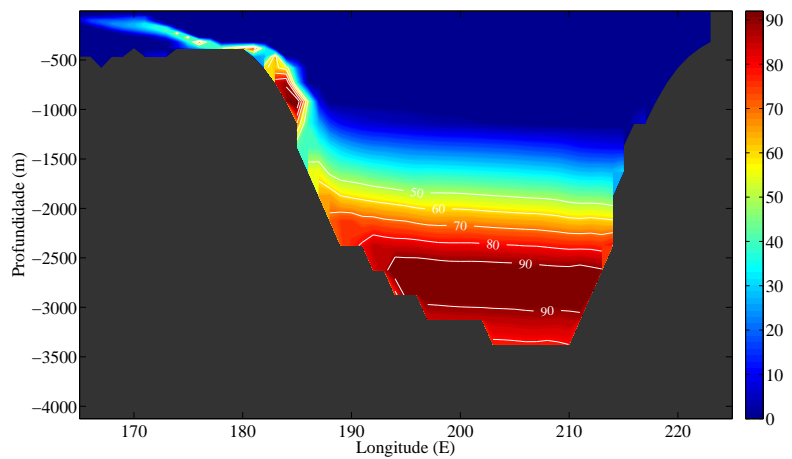
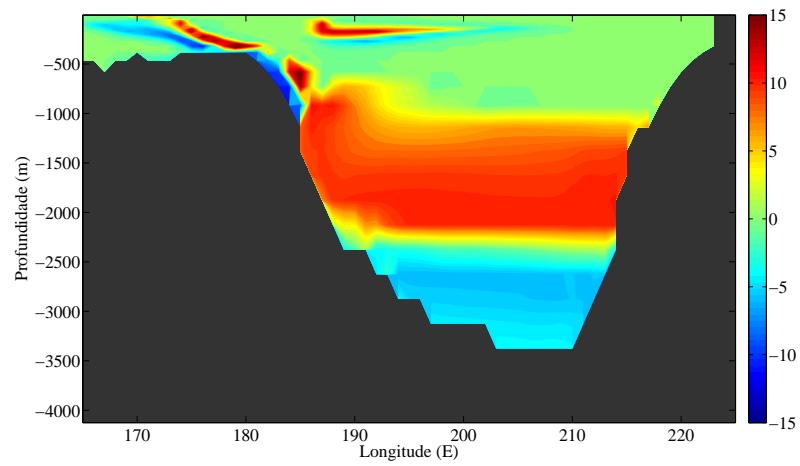
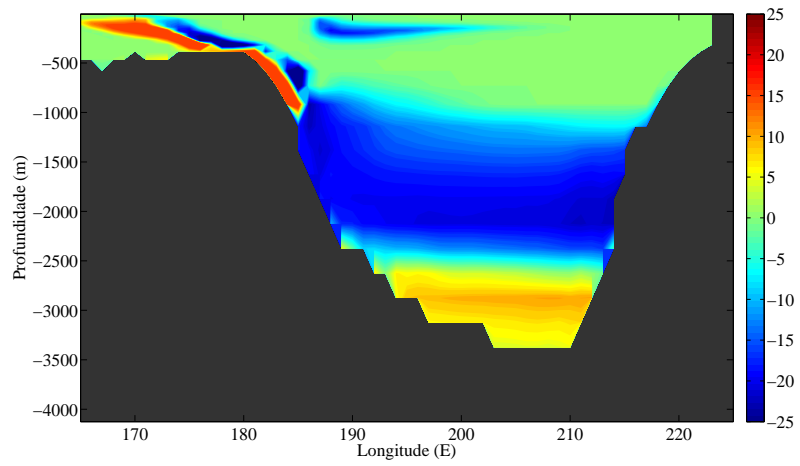


Figura 28: (a) Distribuição da (%) ISW na radial R3 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090

(a)



(b)

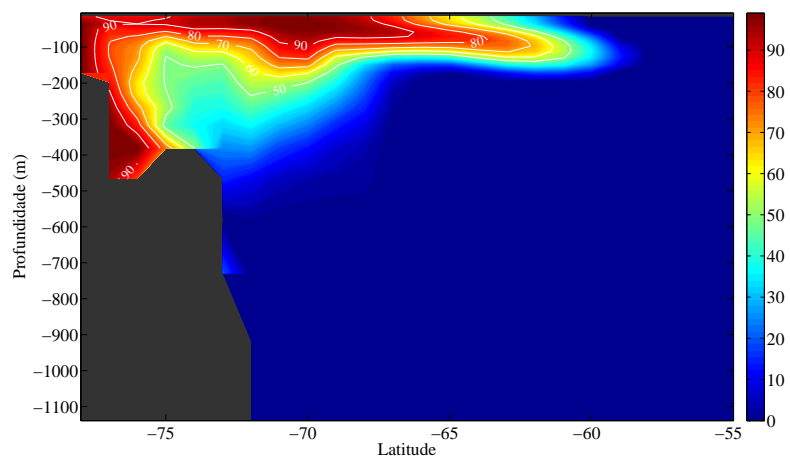


*Figura 29: (a) Anomalia da distribuição (%) da ISW na radial R3 para o século XX;
(b) século XXI*

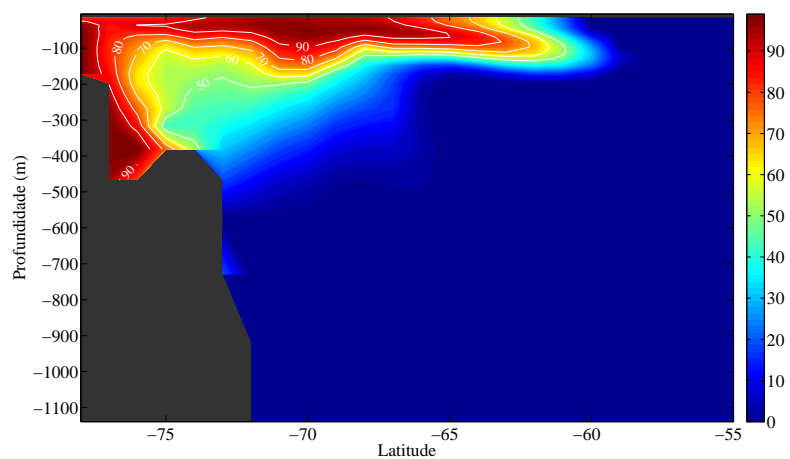
4.6.3 **Distribuição da LSSW**

A distribuição da LSSW obtida com os resultados do modelo CCSM3 apresenta um padrão muito semelhante ao encontrado para os resultados com os dados da reanálise SODA, onde se destaca a maior contribuição da massa sobre a plataforma e nas camadas superficiais, estendendo-se ao norte da latitude de 65°S (Figuras 30 e 32). A Figura 34 evidencia a importância da LSSW sobre a plataforma oeste do MR, onde a presença da massa de água é dominante. A distribuição encontrada está de acordo com estudos passados (Jacobs et al., 1985; Russo, 1999), e evidencia a participação da LSSW como precursora da AASW, sendo difícil separar essas massas na sua região de transformação, uma vez que a distribuição das mesmas se confunde e ambas se apresentam como uma só (Smethie Jr. & Jacobs, 2005). A variação temporal apresentada pela LSSW é pequena e a análise das anomalias nas 3 radiais (Figuras 31, 33 e 35) mostra que a massa ocupa a região superior da CDW durante o recuo desta no século XX, sendo que este volume, posteriormente, é retomado pela CDW durante o século XXI.

(a)



(b)



(c)

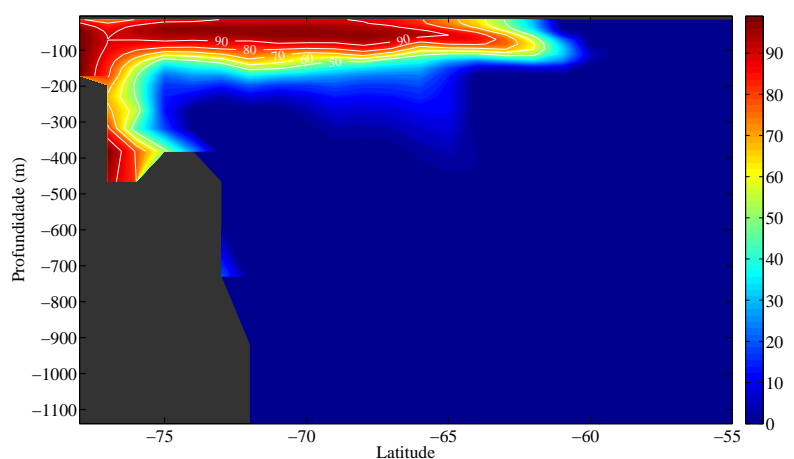
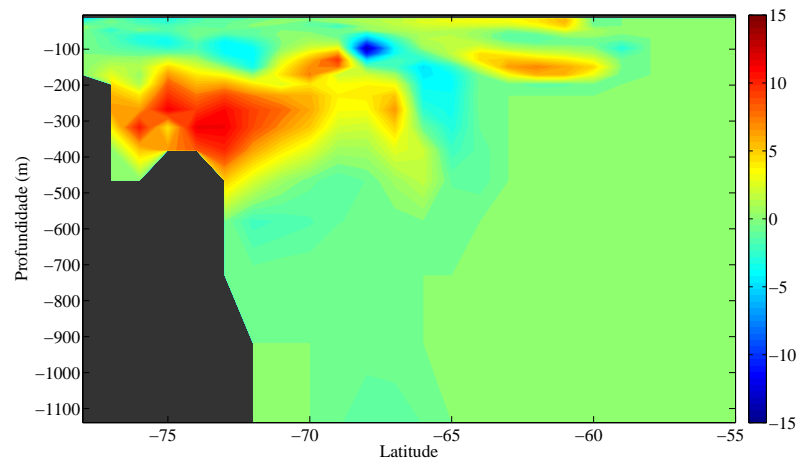


Figura 30: (a) Distribuição (%) da LSSW na radial R1 na década de 1870; (b) 1990; (c) 2090

(a)



(b)

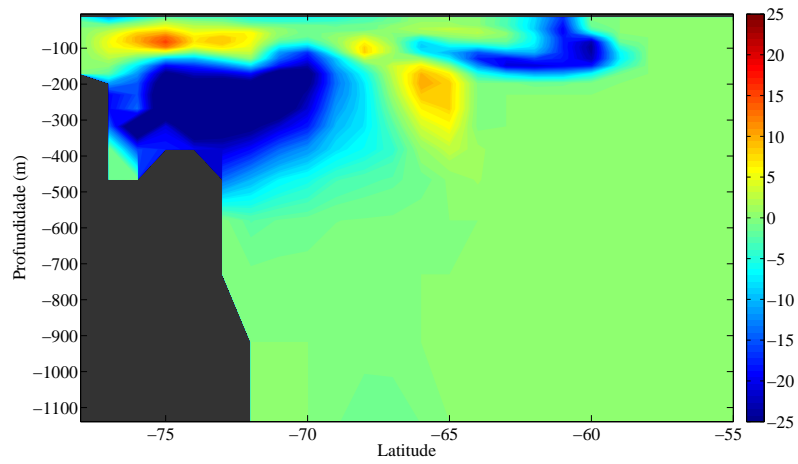
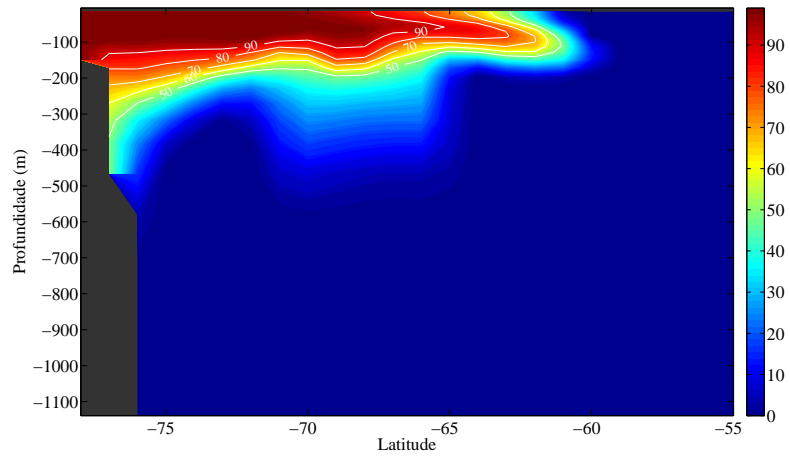
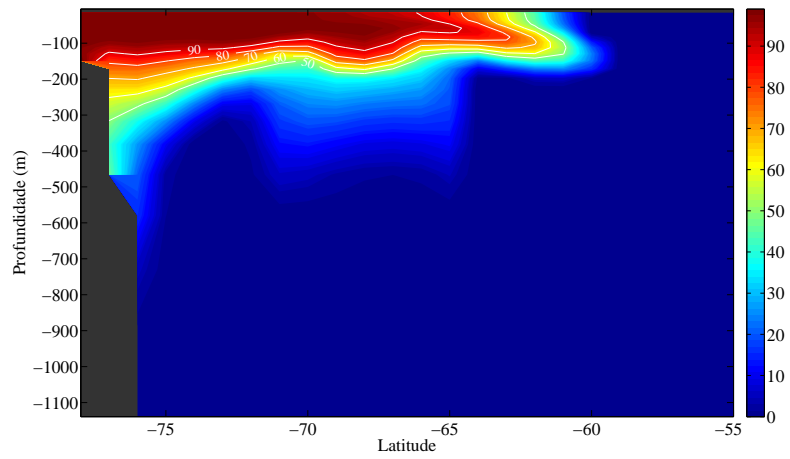


Figura 31: (a) Anomalia da distribuição (%) da LSSW na radial R1 para o século XX; (b) século XXI

(a)



(b)



(c)

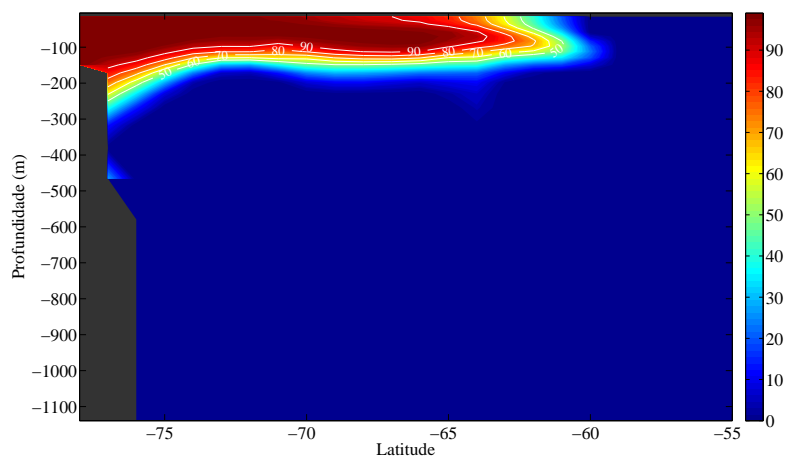
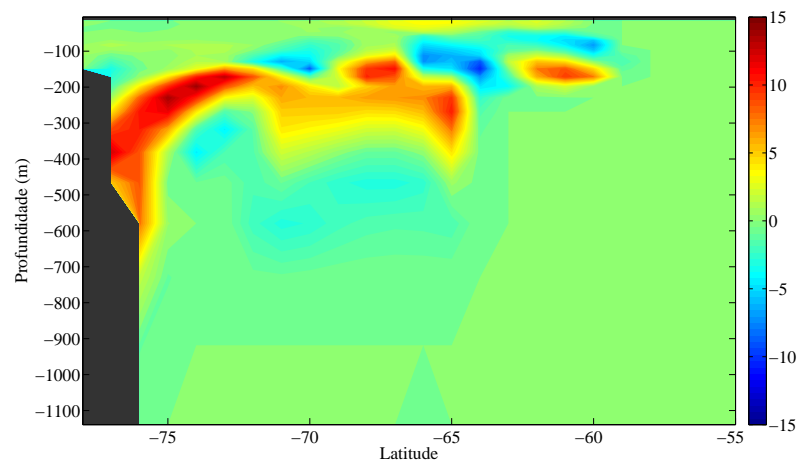


Figura 32: (a) Distribuição (%) da LSSW na radial R2 na década de 1870; (b) 1990;

(c) 2090

(a)



(b)

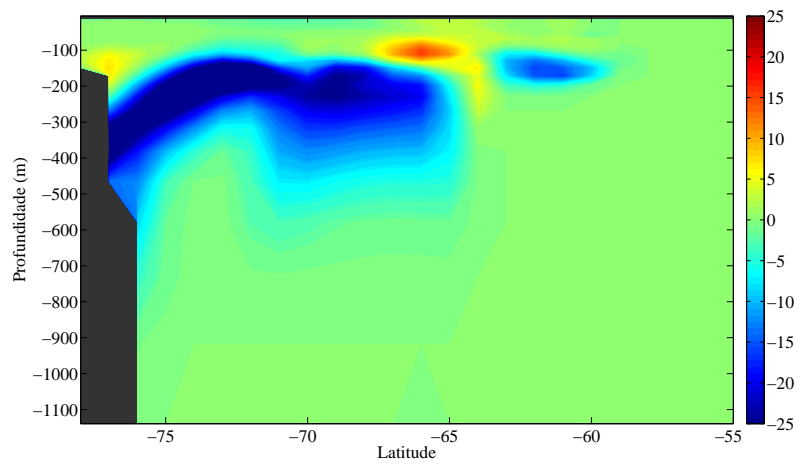
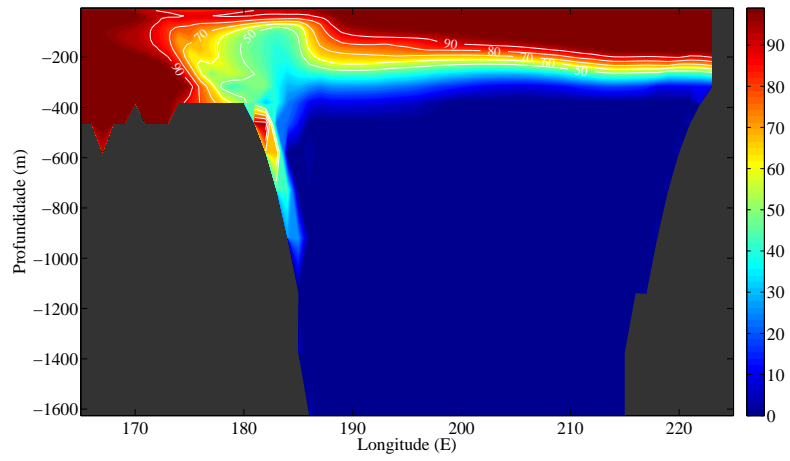
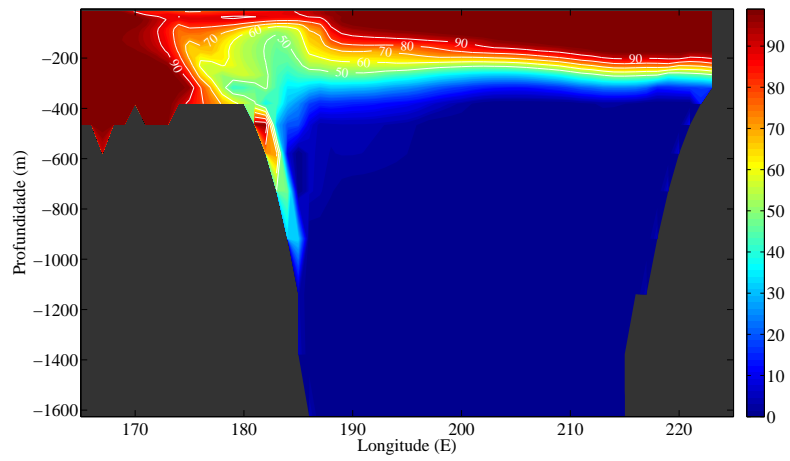


Figura 33: (a) Anomalia da distribuição (%) da LSSW na radial R2 para o século XX; (b) século XXI

(a)



(b)



(c)

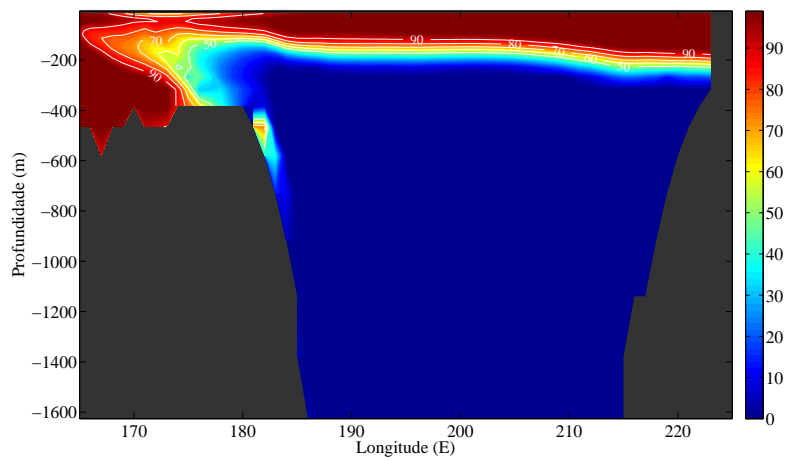
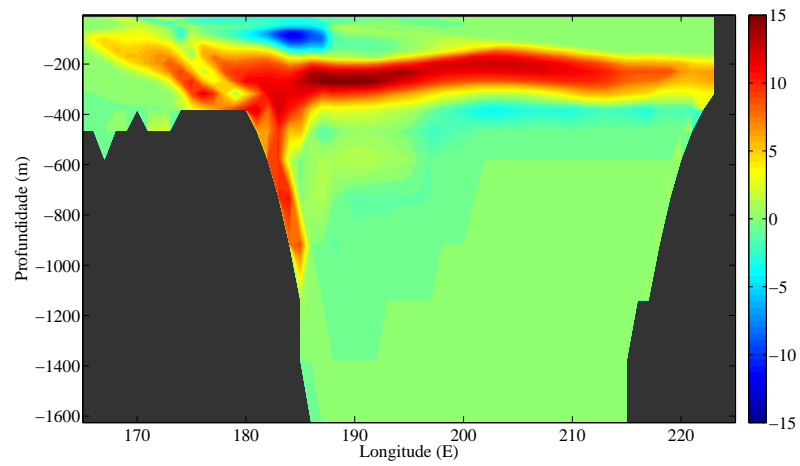


Figura 34: (a) Distribuição da (%) LSSW na radial R3 na década de 1870; (b) 1990;

(c) 2090

(a)



(b)

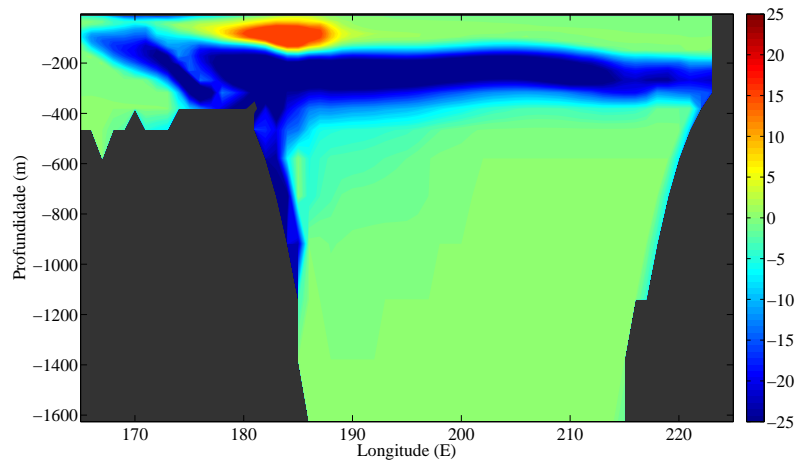


Figura 35: (a) Anomalia da distribuição (%) da LSSW na radial R3 para o século XX; (b) século XXI

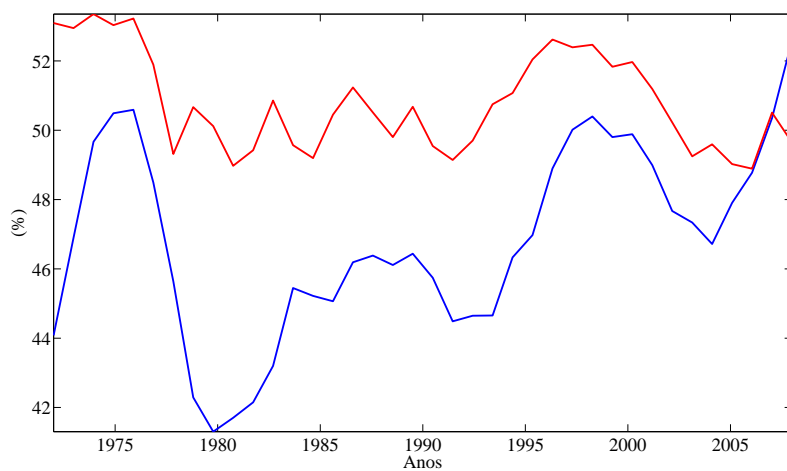
4.7 Concentração de Gelo Marinho

A representação da concentração média do gelo marinho pelo modelo CCSM3, durante a segunda metade do século XX, foi comparada aos dados da reanálise HadISST, mostrando que os dados da simulação representam o padrão e variações temporais da SIC, porém com um desvio que resulta em valores de SIC maiores do que os observados (Figura 36a). A tendência de aumento, durante a segunda metade do século, é mais evidente nos dados observados. A Figura 36b exibe a variação SIC média para todo o MR durante o período analisado 1870–2100, onde não se observa tendência de aumento ou diminuição da SIC. Contudo, as séries temporais de SIC referentes aos pontos I1 e I2 (Figura 7) mostram diferenças significativas (Figuras 37a e 37b). Enquanto a SIC no ponto I1 apresenta uma queda de 72% para 65% durante o século XXI, a SIC no ponto I2 sofre um aumento de 45% para 60%, durante o mesmo período. A diminuição de gelo marinho próximo ao continente e aumento ao largo sugere uma intensificação da advecção de gelo para norte, uma vez que a concentração média não se altera. A explicação para tal fenômeno pode estar relacionada com a variação do SAM.

Segundo Hall & Visbeck (2002), variações do SAM podem provocar alterações na intensidade dos ventos sobre o oceano e assim, no transporte de gelo. A validação da representação atmosférica pelo CCSM3 foi realizada pela comparação da variação do SAM entre 1948 e 2009, calculada com os resultados de PNM do modelo e com os resultados da reanálise NCEP/NCAR. A Figura 38a mostra que o modelo representa bem a oscilação deste modo de variabilidade, bem como a tendência positiva do mesmo. A Figura 38b mostra que o modo atmosférico apresenta uma tendência positiva desde o início do século XX até o final do século XXI, segundo os resultados do modelo. Esse aumento promove a intensificação da célula polar de circulação meridional atmosférica, cujos ventos em superfície atuam diretamente sobre o gelo. Essa intensificação dos ventos de superfície aumenta a advecção do gelo marinho

para norte (Gille, 2002; Hall & Visbeck, 2002).

(a)



(b)

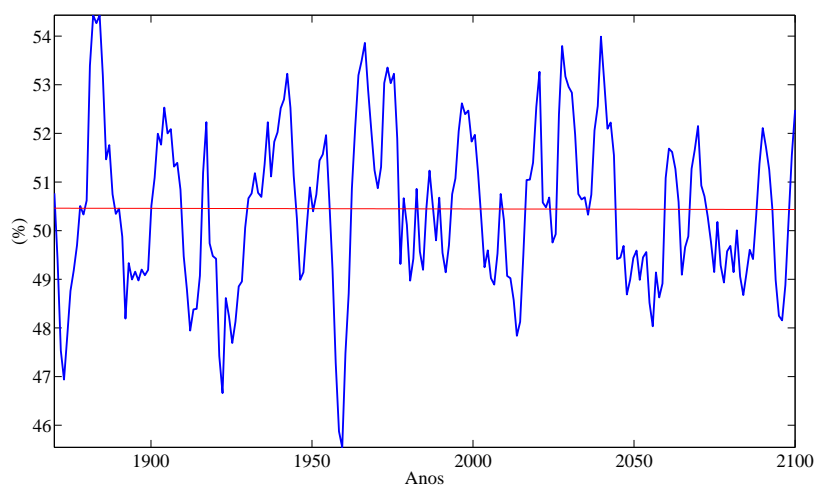
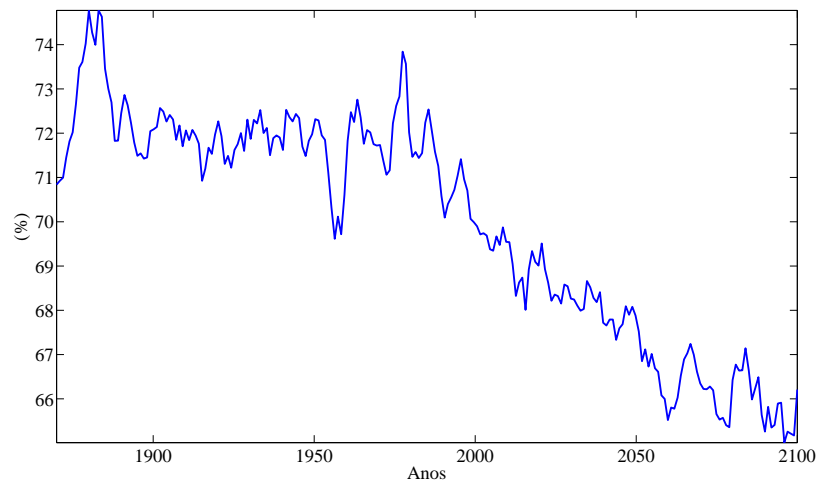


Figura 36: (a) *Variação temporal da SIC média (CCSM3);* (b) *Variação da SIC média: HadISST (azul) e CCSM3 (vermelho)*

(a)



(b)

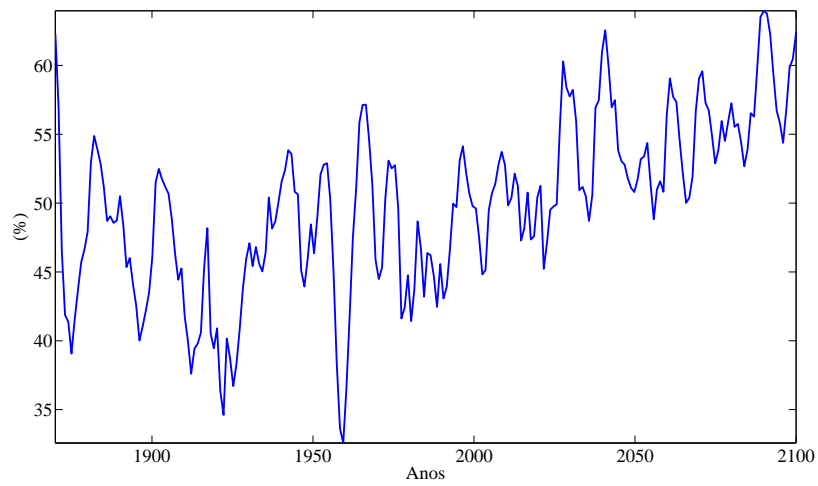


Figura 37: (a) *Variação temporal da SIC no ponto I1; (c) Variação temporal da SIC no ponto I2*

4.8 Modo Anular Sul - SAM

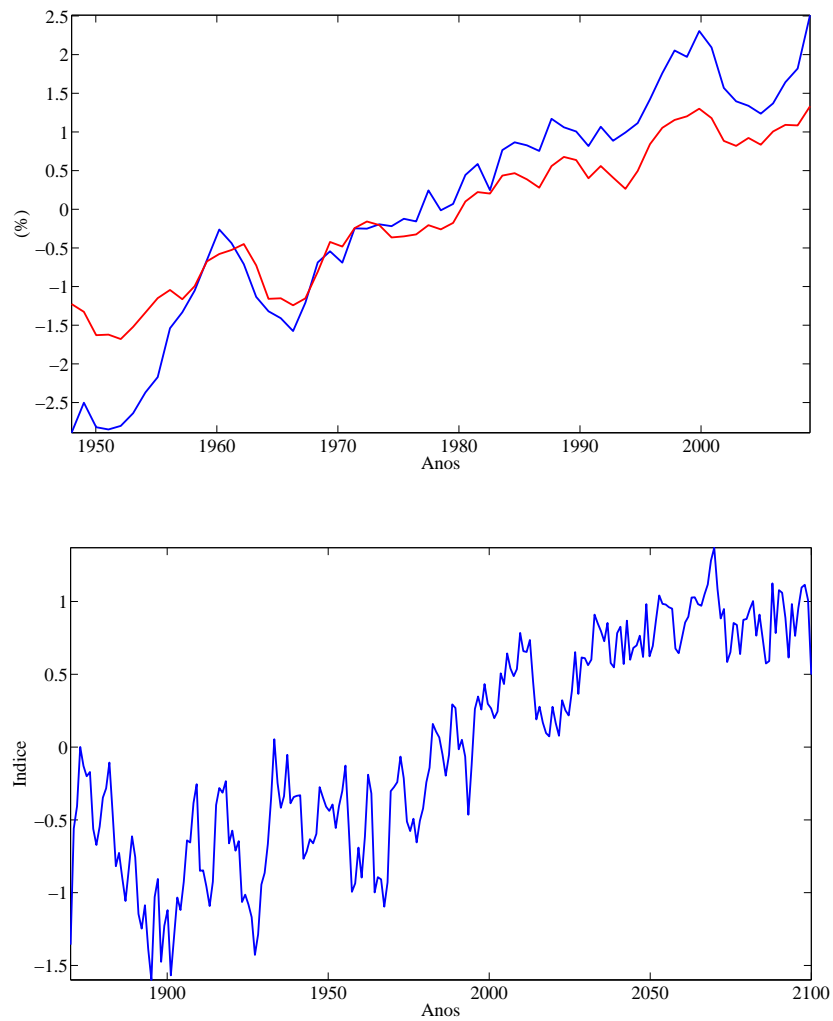


Figura 38: (a) Variação temporal do SAM (CCSM3); (b) Variação temporal do SAM: NCEP/NCAR (azul) e CCSM3vermelho

5 Conclusões

O objetivo proposto de avaliar a representação das massas de água do MR pelo modelo de circulação geral acoplado CCSM3/NCAR através da técnica de separação de massas de água OMP, bem como investigar a variabilidade decadal dessas massas de água durante os séculos XX e XXI foi alcançado com sucesso e as principais conclusões são apresentadas a seguir:

- A circulação subsuperficial em escala global foi bem representada pelo modelo CCSM3 e foi um aspecto fundamental para a investigação da variabilidade das massas de água do MR. O grau de realismo é obtido a partir da comparação com os dados de reanálise.
- Foi possível separar as massas de água CDW, ISW, LSSW a partir dos resultados obtidos com simulação do CCSM3 e da reanálise SODA. Ambos mostraram padrões espaciais de distribuição semelhantes consistentes com estudos observacionais, sendo que a simulação tende a representar as massas de água mais salinas e frias em relação à reanálise.
- Provavelmente, devido à resolução vertical em regiões profundas, houve limitações que impossibilitaram a separação das massas de água profundas ISW e HSSW, representadas como uma única massa, tanto nos resultados do modelo, quanto nos da reanálise.
- A ISW é a massa de água que apresentou maior variabilidade espacial, tornando-se mais rasa no século XX (1500m – 2000m de profundidade) e mais profunda no século XXI (2500m – 3000m).
- Baseado no acoplamento da circulação, do modo atmosférico SAM e da concentração de gelo marinho no MR com a componente oceânica, foram propostos

mecanismos físicos responsáveis pela variabilidade das massas de água, em especial a ISW.

- O modelo se mostrou capaz em simular o SAM e a SIC, sendo que seus resultados foram validados pelos dados das reanálises NCEP/NCAR e HadISST. Contudo, é importante ressaltar que os resultados do modelo apresentam desvios em relação aos dados observados.

Ainda que o modelo CCSM3 tenha gerado resultados satisfatórios em escala global, a representação do sistema em escala regional se apresenta como um opção para o entendimento mais apurado dos processos oceanográficos atuantes no continente antártico, bem como dos impactos e evidências das possíveis alterações climáticas sobre um sistema tão sensível e tão importante para o clima terrestre.

6 Referências Bibliográficas

Referências

- Assmann, K., H. Hellmer, and A. Beckmann, Seasonal variation in circulation and water mass distribution on the Ross Sea continental shelf, *Antarctic Science*, 15, 3–11, 2003.
- Baines, P., and S. Condie, Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review, *Ocean, ice and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin*, pp. 29–49, 1998.
- Ball, F., The katabatic winds of Adelie Land and King George V Land, *Tellus*, 9, 201–208, 1957.
- Barber, M., and D. Crane, Current flow in the north-west Weddell Sea, *Antarctic Science*, 7, 39–50, 2004.
- Bergamasco, A., G. Budillon, S. Carniel, V. Defendi, R. Meloni, E. Paschini, M. Sclavo, and G. Spezie, Downslope flow across the Ross Sea shelf break (Antarctica), *AGU Fall Meeting Abstracts*, pp. C414+, 2003.
- Bergamasco, A., G. Ardizzon, S. Carniel, R. Meloni, and M. Sclavo, The Ross Shelf cavity water exchange variability during 1995-1998, *Nuovo Cimento C Geophysics Space Physics C*, 27, 241–+, 2004.
- Bindoff, N., M. Rosenberg, and M. Warner, On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80 and 150 E, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47, 2299–2326, 2000.
- Boyer, T., and S. Levitus, Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity, and oxygen data, *NOAA Tech. Rep. NESDIS*, 81, 64, 1994.

- Briegleb, B., C. Bitz, E. Hunke, W. Lipscomb, M. Holland, J. Schramm, and R. Moritz, Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, Version Three, *NCAR Technical Note NCAR/TN-463+STR*, 2004.
- Broecker, W., T. Peng, and Z. Beng, *Tracers in the Sea*, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, 1982.
- Broecker, W. S., Climatic Change: Are We on the Brink of a Pronounced Global Warming?, *Science*, 189, 460–463, 1975.
- Broecker, W. S., Unpleasant surprises in the greenhouse?, *Nature*, 328, 123–126, 1987.
- Bromwich, D. H., and D. D. Kurtz, Katabatic wind forcing of the terra nova bay polynya, *Journal of Geophysical Research*, 89, 3561–3572, 1984.
- Budillon, G., and G. Spezie, Thermohaline structure and variability in the Terra Nova Bay polynya (Ross Sea) between 1995–98, *Antarctic Science*, 12, 501–516, 2000.
- Budillon, G., S. Tucci, A. Artegiani, and G. Spezie, Water masses and suspended matter characteristics of the western Ross Sea, *Ross Sea ecology. Berlin: Springer*, pp. 63–81, 1999.
- Budillon, G., S. Gremes Cordero, and E. Salusti, On The Dense Water Spreading Off The Ross Sea Shelf (antarctica), *EGS XXVII General Assembly, Nice, 21-26 April 2002, abstract #944*, 27, 944–+, 2002.
- Budillon, G., M. Pacciaroni, S. Cozzi, P. Rivaro, G. Catalano, C. Ianni, and C. Cantoni, An optimum multiparameter mixing analysis of the shelf waters in the Ross Sea, *Antarctic Science*, 15, 105–118, 2003.

- Carmack, E., Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front, *A voyage of Discovery*, pp. 15–41, 1977.
- Carmack, E., Large-scale physical oceanography of polar oceans, 1990.
- Carmack, E., and T. Foster, On the flow of water out of the Weddell Sea, *Deep-Sea Res*, 22, 1–724, 1975.
- Carton, J., G. Chepurin, and X. Cao, A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950–95. Part I: Methodology, *Journal of Physical Oceanography*, 30, 311–326, 2000a.
- Carton, J., G. Chepurin, and X. Cao, A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950–95. Part II: Results, *Journal of Physical Oceanography*, 30, 311–326, 2000b.
- Carton, J. A., and B. S. Giese, A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA), *Monthly Weather Review*, 136, 2999–+, 2008.
- Cenedese, C., J. Whitehead, T. Ascarelli, and M. Ohiwa, A dense current flowing down a sloping bottom in a rotating fluid, *Journal of Physical Oceanography*, 34, 188–203, 2004.
- Colling, A., *Ocean circulation*, Elsevier, 2001.
- Collins, W., et al., Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0), *NCAR Tech. Note NCAR/TN-464+ STR*, 2004.
- Collins, W., et al., The community climate system model: CCSM3, *Journal of Climate*, 19, 2122–2143, 2006a.
- Collins, W., et al., The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model: CAM3, *J. Climate*, 19, 2144–2161, 2006b.

- Conkright, M. E., et al., World Ocean Database 2001 and World Ocean Atlas 2001, *AGU Fall Meeting Abstracts*, pp. B220+, 2002.
- Craig, A., R. Jacob, B. Kauffman, T. Bettge, J. Larson, E. Ong, C. Ding, and Y. He, CPL6: The new extensible, high performance parallel coupler for the Community Climate System Model, *International Journal of High Performance Computing Applications*, 19, 309, 2005.
- Cunningham, S. A., S. G. Alderson, B. A. King, and M. A. Brandon, Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 108, 8084–+, 2003.
- Diaz, H., C. Folland, T. Manabe, D. Parker, R. Reynolds, and S. Woodruff, Workshop on advances in the use of historical marine climate data, *Bulletin of the World Meteorological Organization*, 51, 377–379, 2002.
- Dickinson, R., K. Oleson, G. Bonan, F. Hoffman, P. Thornton, M. Vertenstein, Z. Yang, and X. Zeng, The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model, *Journal of Climate*, 19, 2302–2324, 2006.
- Dinniman, M., J. Klinck, and W. Smith Jr, Influence of sea ice cover and icebergs on circulation and water mass formation in a numerical circulation model of the Ross Sea, Antarctica, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 112, C11,013, 2007.
- Drake, J., P. Jones, and G. Carr, Overview of the Software Design of the CCSM, *International Journal of High Performance Computing Applications*, 19, 177, 2005.
- Emery, W., and R. Thomson, Data analysis methods in physical oceanography, 634 pp, 1998.

- Fahrbach, E., G. Rohardt, M. Schroeder, and V. Strass, Transport and structure of the Weddell Gyre, *Annales Geophysicae*, *12*, 840–855, 1994.
- Foldvik, A., T. Gammelsrd, S. Osterhus, E. Fahrbach, G. Rohardt, M. Schroeder, K. W. Nicholls, L. Padman, and R. A. Woodgate, Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, *109*, 2015, 2004.
- Fusco, G., D. Flocco, G. Budillon, G. Spezie, and E. Zambianchi, Dynamics and Variability of Terra Nova Bay Polynya, *Marine Ecology*, *23*, 201–209, 2002.
- Gille, S. T., Warming of the Southern Ocean Since the 1950s, *Science*, *295*, 1275–1278, 2002.
- Gong, D., and S. Wang, Definition of Antarctic oscillation index, *Geophysical Research Letters*, *26*, 459–462, 1999.
- Gordon, A., Western Weddell Sea thermohaline stratification, *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antarct. Res. Ser.*, *75*, 215–240, 1998.
- Gordon, A., and J. Comiso, Polynyas in the southern ocean, *Scientific American*, *258*, 90–97, 1988.
- Gordon, A., and P. Tchernia, Waters of the continental margin off Adelie Coast, Antarctica, *Antarctic Oceanology*, *2*, 59–69, 1972.
- Gordon, A. L., E. Zambianchi, A. Orsi, M. Visbeck, C. F. Giulivi, T. Whitworth, and G. Spezie, Energetic plumes over the western Ross Sea continental slope, *Geophysical Research Letters*, *31*, 21,302–+, 2004.
- Gouretski, V., Deep water property comparison for the WOCE global hydrographic data set, *Bundesamt fur Seeschifffahrt und Hydrographie Tech. Rep.*, 1999.

- Gross, M., and E. Gross, *Oceanography: a view of the earth*, Prentice-Hall, 1972.
- Guan, X., H.-W. Ou, and D. Chen, Tidal effect on the dense water discharge, Part 2: A numerical study, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *56*, 884–894, 2009.
- Hall, A., and M. Visbeck, Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode(., *Journal of Climate*, *15*, 3043–3057, 2002.
- Hinrichsen, H., and M. Tomczak, Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the western North Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, *98*, 1993.
- Huthnance, J., Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge, *Progress in Oceanography*, *35*, 353–431, 1995.
- Ivanov, V. V., G. I. Shapiro, J. M. Huthnance, D. L. Aleynik, and P. N. Golovin, Cascades of dense water around the world ocean [review article], *Progress in Oceanography*, *60*, 47–98, 2004.
- Jacobs, S., Observations of change in the Southern Ocean, *Royal Society of London Philosophical Transactions Series A*, *364*, 1657–1681, 2006.
- Jacobs, S., and C. Giulivi, Interannual ocean and sea ice variability in the Ross Sea, *Antarctic Research Series*, *75*, 135–150, 1998.
- Jacobs, S., and C. Giulivi, Thermohaline data and ocean circulation on the Ross Sea continental shelf, *Oceanography of the Ross Sea, Antarctica*, p. 3, 1999.
- Jacobs, S., A. Amos, and P. Bruchhausen, Ross Sea oceanography and Antarctic bottom water formation, *Deep-Sea Research*, *17*, 935–62, 1970a.

- Jacobs, S., A. Amos, and P. Bruchhausen, Ross Sea oceanography and Antarctic bottom water formation, *Deep-Sea Research*, *17*, 935–62, 1970b.
- Jacobs, S., R. Fairbanks, and Y. Horibe, Origin and evolution of water masses near the Antarctic continental margin: evidence from H 2 18 O/H 2 16 O ratios in seawater, *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, *43*, 59–85, 1985.
- Jacobs, S. S., and J. C. Comiso, Sea ice and oceanic process on the Ross Sea continental shelf, *Journal of Geophysical Research*, *94*, 18,195–18,211, 1989.
- Jacobs, S. S., C. F. Giulivi, and P. A. Mele, Freshening of the Ross Sea During the Late 20th Century, *Science*, *297*, 386–389, 2002.
- Johnson, G., Quantifying Antarctic bottom water and North Atlantic deep water volumes, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, *113*, C05,027, 2008.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bulletin of the American Meteorological Society*, *77*, 437–472, 1996.
- Karsten, R., H. Jones, and J. Marshall, The Role of Eddy Transfer in Setting the Stratification and Transport of a Circumpolar Current, *Journal of Physical Oceanography*, *32*, 39–54, 2002.
- Karstensen, J., and M. Tomczak, Ventilation processes and water mass ages in the thermocline of the southeast Indian Ocean, *Geophysical Research Letters*, *24*, 2777–2780, 1997.
- Karstensen, J., and M. Tomczak, Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data, *Journal of Geophysical Research*, *103*, 18,599–18,610, 1998.
- Kurtz, D., and D. Bromwich, A recurring, atmospherically forced polynya in Terra Nova Bay, *Oceanology of the Antarctic continental shelf*, p. 177, 1985.

- Leffanue, H., and M. Tomczak, Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution, *Journal of Marine Systems*, 48, 3–14, 2004.
- Lin, S., A “vertically Lagrangian” finite-volume dynamical core for global models, *Monthly Weather Review*, 132, 2293–2307, 2004.
- Lin, S., and R. Rood, Multidimensional flux from Lagrangian transport, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2046–2086, 1996.
- Locarnini, R., *Water masses and circulation in the Ross Gyre and environs*, Texas A & M University, Office of Graduate Studies, 1994.
- Mackas, D. L., K. L. Denman, and A. F. Bennett, Least squares multiple tracer analysis of water mass composition, *Journal of Geophysical Research*, 92, 2907–2918, 1987.
- Meehl, G., J. Arblaster, D. Lawrence, A. Seth, E. Schneider, B. Kirtman, and D. Min, Monsoon regimes in the CCSM3, *Journal of Climate*, 19, 2482–2495, 2006.
- Muench, R., L. Padman, A. Gordon, and A. Orsi, Mixing of a dense water outflow from the Ross Sea, Antarctica: The contribution of tides, *Journal of Marine Systems* [doi: 10.1016/j.jmarsys. 2008.11. 003], 2008.
- Olbers, D., D. Borowski, C. VOeLKER, and J. WOeLFF, The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current, *Antarctic science*, 16, 439–470, 2004.
- Oleson, K., et al., Technical description of the community land model (CLM), *Tech. Note NCAR/TN-461+ STR*, 2004.
- Orsi, A., Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water, *Progress in Oceanography*, 43, 55–109, 1999.

- Orsi, A., T. Whitworth, and W. Nowlin, On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research*, *42*, 641–673, 1995.
- Orsi, A. H., and C. L. Wiederwohl, A recount of Ross Sea waters, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *56*, 778–795, 2009.
- Orsi, A. H., S. S. Jacobs, A. L. Gordon, and M. Visbeck, Cooling and ventilating the abyssal ocean, *Geophysical Research Letters*, *28*, 2923–2926, 2001.
- Orsi, A. H., W. M. Smethie, and J. L. Bullister, On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, *107*, 3122–+, 2002.
- Pedlosky, J., *Geophysical Fluid Dynamics*, 1987.
- Pereira, A. F., A. Beckmann, and H. H. Hellmer, Tidal Mixing in the Southern Weddell Sea: Results from a Three-Dimensional Model, *Journal of Physical Oceanography*, *32*, 2151–+, 2002.
- Pickard, G., *Descriptive physical oceanography*, Butterworth-Heinemann, 1990.
- Poole, R., and M. Tomczak, Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research*, *46*, 1895–1921, 1999.
- Rayner, N., D. Parker, C. Folland, E. Horton, L. Alexander, and D. Rowell, The global sea-ice and sea surface temperature (HadISST) data sets, *J. Geophys. Res.*, 2003.
- Redfield, A., B. Ketchum, and F. Richards, The influence of organisms on the composition of sea-water, 1963.

- Rintoul, S., On the origin and influence of Adelie Land Bottom Water, *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic continental margin*, pp. 151–171, 1998.
- Rintoul, S. R., and M. H. England, Ekman Transport Dominates Local Air Sea Fluxes in Driving Variability of Subantarctic Mode Water, *Journal of Physical Oceanography*, *32*, 1308–1321, 2002.
- Rintoul, S. R., and S. Sokolov, Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3), *Journal Geophysical Research*, *106*, 2795–2814, 2001.
- Robertson, R., M. Visbeck, A. Gordon, and E. Fahrbach, Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *49*, 4791–4806, 2002.
- Rodman, M., and A. Gordon, Southern Ocean bottom water of the Australian-New Zealand sector, *Journal of Geophysical Research*, *87*, 1982.
- Schmitz, W. J., On the eddy field in the Agulhas Retroflection, with some global considerations, *Journal of Geophysical Research*, *101*, 16,259–16,272, 1996.
- Schmitz, W. J., and M. S. McCartney, On the North Atlantic circulation, *Reviews of Geophysics*, *31*, 29–50, 1993.
- Shapiro, G. I., and A. E. Hill, Dynamics of Dense Water Cascades at the Shelf Edge, *Journal of Physical Oceanography*, *27*, 2381–2394, 1997.
- Sloyan, B. M., and S. R. Rintoul, The Southern Ocean Limb of the Global Deep Overturning Circulation, *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 143–173, 2001.
- Smethie Jr, W., and S. Jacobs, Melting and water mass transformation under the

- Ross Ice Shelf: estimates from evolving CFC, salinity and temperature fields in the Ross Sea, *Deep-Sea Research*, 2005.
- Smith, R., and P. Gent, Reference manual for the Parallel Ocean Program (POP), ocean component of the Community Climate System Model (CCSM2.0 and 3.0), *Los Alamos National Laboratory Technical Report*, pp. 02–2484, 2002.
- Smith, S., H. Pitcher, and T. Wigley, Global and regional anthropogenic sulfur dioxide emissions, *Global and Planetary Change*, 29, 99–119, 2001.
- Smith, S., R. Andres, E. Conception, and J. Lurz, Historical sulfur dioxide emissions 1850-2000: Methods and results, *Tech. rep.*, PNNL-14537, Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US), 2004.
- Sokolov, S., S. Rintoul, and B. Wienecke, Tracking the Polar Front south of New Zealand using penguin dive data, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research*, 53, 591–607, 2006.
- Sulman, F., Short-and long-term changes in climate, 1982.
- Summerhayes, C., S. Thorpe, and P. Brewer, *Oceanography: an illustrated guide*, Manson, 1996.
- Thompson, D., and S. Solomon, Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, 2002.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25, 1297–1300, 1998.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability*, *Journal of Climate*, 13, 1000–1016, 2000.

- Tomczak, M., A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing, *Progress in Oceanography*, 10, 147–171, 1981.
- Tomczak, M., Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis, *Journal of marine research*, 57, 275–303, 1999.
- Tomczak, M., and J. Godfrey, Regional Oceanography: An Introduction, 422 pp, 1994.
- Tomczak, M., and D. G. B. Large, Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the Eastern Indian Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 94, 16,141–16,149, 1989.
- Tomczak, M., D. G. B. Large, and N. Nancarrow, Identification of diapycnal mixing through optimum multiparameter analysis. 1. Test of feasibility and sensitivity, *jgr*, 99, 25,267–25,274, 1994.
- Tomczak, M., H. Leffanue, and A. Henry-Edwards, Time changes of water mass properties observed through OMP analysis, *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract #1092*, pp. 1092–+, 2003.
- Trumbore, S., S. Jacobs, and W. Smethie Jr, Chlorofluorocarbon evidence for rapid ventilation of the Ross Sea, *Deep-Sea Research*, 38, 845–870, 1991.
- Van Woert, M. L., Wintertime dynamics of the Terra Nova Bay polynya, *Journal of Geophysical Research*, 104, 7753–7770, 1999.
- Vazquez, J., R. Sumagaysay, and K. Perry, NOAA/NASA AVHRR Ocean Pathfinder Sea Surface Ocean Data Set, *User's Reference Manual. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, 36pp*, 1998.

- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, Atmosphere science - an introductory survey., 1977.
- Whitworth, T., and W. D. Nowlin, Water masses and currents of the southern ocean at the Greenwich Meridian, *Journal of Geophysical Research*, *92*, 6462–6476, 1987.
- Whitworth III, T., A. Orsi, S. Kim, W. Nowlin Jr, and R. Locarnini, Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front, *Antarctic Research Series*, *75*, 1–27, 1998.
- Williams, G. D., N. L. Bindoff, S. J. Marsland, and S. R. Rintoul, Formation and export of dense shelf water from the Adelie Depression, East Antarctica, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, *113*, 4039–+, 2008.
- Worthington, L., The water masses of the World Ocean: Some results of a fine-scale census, *Evolution of physical oceanography*, pp. 42–69, 1981.
- You, Y., and M. Tomczak, Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis, *Deep-sea research. Part A. Oceanographic research papers*, *40*, 13–56, 1993.
- Zwally, H., J. Comiso, and A. Gordon, Antarctic offshore leads and polynyas and oceanographic effects, *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, pp. 203–226, 1985.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)