



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/03.16.00.03-TDI

**ESTUDO SOBRE A VARIABILIDADE DA ÁGUA
INTERMEDIÁRIA ANTÁRTICA NO OCEANO
AUSTRAL UTILIZANDO O MODELO BESM-OA**

Francisco Agostinho de Brito Neto

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Paulo Nobre,
aprovada em 20 de março de 2023.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/48N8DHL>

INPE
São José dos Campos
2023

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/03.16.00.03-TDI

**ESTUDO SOBRE A VARIABILIDADE DA ÁGUA
INTERMEDIÁRIA ANTÁRTICA NO OCEANO
AUSTRAL UTILIZANDO O MODELO BESM-OA**

Francisco Agostinho de Brito Neto

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Paulo Nobre,
aprovada em 20 de março de 2023.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/48N8DHL>

INPE
São José dos Campos
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Brito Neto, Francisco Agostinho de.

B777e Estudo sobre a variabilidade da água intermediária Antártica no Oceano Austral utilizando o modelo BESM-OA / Francisco Agostinho de Brito Neto. – São José dos Campos : INPE, 2023. xxiv + 83 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/03.16.00.03-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2023.

Orientador : Dr. Paulo Nobre.

1. Onda circumpolar Antártica. 2. Mar de Weddell. 3. Rejeição de sal. 4. Salinidade. I.Título.

CDU 551.464(292.3)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÃO



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

DEFESA FINAL DE TESE DE FRANCISCO AGUSTINHO DE BRITO NETO
BANCA Nº 027/2023, REGISTRO 143367/2018

No dia 20 de março de 2023, formato de banca online, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca e revisão final pelo(s) orientador(es).

Título: "Estudo sobre a variabilidade da Água Intermediária Antártica no Oceano Austral utilizando o modelo BESM-OA"

Membros da Banca:

Dr. Emanuel Giarolla – Presidente – INPE

Dr. Paulo Nobre – Orientador – INPE

Dr. David Mendes – Membro Externo – UFRN

Dr. Vinicius Buscioli Capistrano - Membro Externo - UEA

Dr. Márcio Machado Cintra - Membro Externo - UFRN



Documento assinado eletronicamente por **Emanuel Giarolla, Pesquisador**, em 20/03/2023, às 14:55 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Vinicius buscioli Capistrano (E), Usuário Externo**, em 20/03/2023, às 16:37 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **dAVID MENDES (E), Usuário Externo**, em 20/03/2023, às 17:28 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **marcio machado cintra (E), Usuário Externo**, em 20/03/2023, às 17:56 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Paulo Nobre, Pesquisador**, em 29/03/2023, às 04:28 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **10857267** e o código CRC **3D1AE6BB**.

Referência: Processo nº 01340.001351/2023-44

SEI nº 10857267

“Ausência de evidência não é evidência de ausência”.

CARL SAGAN
em “O mundo assombrado pelos demônios”, 1995

*A meus pais Rita Paula de Brito Silva e Lenilson
Cardoso da Silva, à minha avó Antônia Mandú de
Brito e minha esposa Glícia Ruth Garcia de Araújo*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, quero agradecer a Deus por me dar força e perseverança em continuar, mesmo quando eu quis desistir. Sem Ele ao meu lado, eu não teria alcançado todas as minhas vitórias. Nos últimos anos, tive contato com os maiores mestres e doutores da vida acadêmica, que ao longo dos meus 31 anos me instruíram para me tornar o homem que sou hoje, mas nenhum foi mais sábio do que Deus, que sempre me mostrou os melhores caminhos a serem tomados na minha vida.

Agradeço do fundo do meu coração a minha mãe Rita Paula de Brito Silva, ao meu pai Lenilson Cardoso da Silva e a minha avó Antônia Mandú de Brito por ter me mostrado o caminho correto na vida, incentivando nas horas mais difíceis, de desânimo e cansaço.

Agradeço aos profissionais que o acompanharam durante o doutorado e que foram essenciais para a finalização da tese. Ele expressa sua gratidão a Manoel Baptista da Silva Júnior, Sandro Miguel Ferreira Veiga, André Lanfer Marquez, Emanuel Giarolla e ao grupo BESM, especialmente Helena Cachanhuk Soares, Fernanda Casagrande, Vinícius Buscioli Capistrano e Debora Souza Alvim, que o ajudaram direta ou indiretamente no desenvolvimento do trabalho.

Agradeço as ótimas orientações e contribuições no início do doutorado ao professor Ronald Buss de Souza, sempre prestativo e atencioso.

Um agradecimento especial ao meu orientador Paulo Nobre. O senhor esteve sempre a disposição em passar os melhores conselhos e orientações para o enriquecimento do meu trabalho, e o meu crescimento como pesquisador na área.

Quero expressar minha gratidão por todo o apoio e amor que minha esposa Glícia Ruth Garcia de Araújo me deu durante o meu doutorado. Não tenho palavras para descrever como foi importante ter você ao meu lado nos momentos difíceis. Você é minha rocha, minha parceira de vida e meu amor eterno.

Agradeço ao Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) por ter me proporcionado todo apoio em terminar o Doutorado, em especial aos meus chefes Meiry Sakamoto e Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

O gelo marinho no Oceano Austral apresenta características particulares em comparação com o Ártico. Em um cenário de aquecimento global, é esperado que o comportamento do gelo marinho da Antártica siga o padrão de tendências negativas observado no Ártico. Contudo, nota-se que, em média, o gelo marinho no Oceano Austral apresenta tendências positivas. Esse padrão diverge da maioria dos modelos climáticos utilizados nos relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas. Esse fato indica que os modelos utilizados para fazer projeções climáticas são limitados na representação dos processos que modulam o clima do sistema terrestre. Essa limitação pode decorrer tanto de soluções matemáticas inadequadas quanto de desconhecimento físico de alguns processos determinantes nas regiões polares. Portanto, o objetivo geral deste estudo é compreender quais mecanismos são responsáveis pela variabilidade da Água Intermediária Antártica (AAIW) por meio da interação entre a extensão do gelo marinho e a Onda Circumpolar Antártica (OCA) no modelo acoplado BESM-OA versão 2.5 (*Brazilian Earth System Model coupled Ocean-Atmosphere*). A área de estudo foi o Oceano Austral (OA), com ênfase no Mar de Weddell (MW) e no Oceano Atlântico. Além disso, avaliou-se a representação das variáveis que constituem a AAIW e a Onda Circumpolar Antártica, como pressão ao nível médio do mar, temperatura potencial, salinidade prática do oceano e gelo marinho, no modelo BESM-OA 2.5. Utilizou-se o experimento histórico do CMIP5 para avaliar o período de 1982 a 2005. Além disso, analisou-se como outros modelos do CMIP representam a interação da Onda Circumpolar Antártica com o gelo marinho. Para identificar a OCA, utilizou-se o método de decomposição dos harmônicos de Fourier com o objetivo de isolar o sinal de propagação para leste da OCA. Os resultados mostraram que o modelo BESM-OA 2.5 superestima a quantidade de gelo marinho sobre o Oceano Austral no período de máxima extensão de gelo (Agosto - Setembro - Outubro), diferentemente do conjunto de modelos MIROC5 e MIROC6, que subestima em todos os períodos do ano a quantidade de gelo marinho. Essa representação gera uma menor quantidade de precipitação de sal nas camadas superiores do que é observado em torno do Oceano Austral, por outro lado, o BESM-OA possui maior quantidade de sal injetado. Essa característica favorece para que os modelos que subestima a formação de gelo marinho, apresente deficiências na representação das características da Água Intermediária Antártica. Além disso, o modelo BESM mostrou o acoplamento oceano - gelo marinho - atmosfera da Onda Circumpolar Antártica, controlando a variabilidade de baixa frequência da concentração de sal na região de formação da AAIW, diferentemente do MIROC5 que devido não mostra um acoplamento claro, não tendo tanto impacto na modulação da precipitação de sal.

Palavras-chave: Onda Circumpolar Antártica. Mar de Weddell. Rejeição de Sal. Salinidade.

STUDY ON THE VARIABILITY OF ANTARCTIC INTERMEDIATE WATER IN THE SOUTHERN OCEAN USING THE BESM-OA MODEL

ABSTRACT

Sea ice in the Southern Ocean has unique characteristics compared to the Arctic. In a global warming scenario, it is expected that Antarctic sea ice behavior will follow the negative trend observed in the Arctic. However, on average, Southern Ocean sea ice shows positive trends. This pattern diverges from most climate models used in the Intergovernmental Panel on Climate Change reports. This fact indicates that the models used to make climate projections are limited in representing the processes that modulate the Earth system climate. This limitation may result from inadequate mathematical solutions or a lack of physical knowledge of some processes that are determinant in polar regions. Therefore, the general objective of this study is to understand which mechanisms are responsible for the variability of Antarctic Intermediate Water (AAIW) through the interaction between sea ice extent and the Antarctic Circumpolar Wave (ACW) in the coupled model BESM-OA version 2.5 (Brazilian Earth System Model coupled Ocean-Atmosphere). The study area was the Southern Ocean, with an emphasis on the Weddell Sea and the Atlantic Ocean. In addition, the representation of variables that constitute AAIW and the Antarctic Circumpolar Wave, such as sea level pressure, potential temperature, ocean practical salinity, and sea ice, was evaluated in the BESM-OA 2.5 model. The CMIP5 historical experiment was used to evaluate the period from 1982 to 2005. Furthermore, it was analyzed how other CMIP models represent the interaction between the Antarctic Circumpolar Wave and sea ice. The Fourier harmonic decomposition method was used to identify the ACW and isolate the eastward propagation signal. The results showed that the BESM-OA 2.5 model overestimates the amount of sea ice over the Southern Ocean during the maximum sea ice extent period (August-September-October), unlike the MIROC5 and MIROC6 models, which underestimate sea ice amount throughout the year. This representation results in a lower amount of salt precipitation in the upper layers than observed around the Southern Ocean, whereas the BESM-OA has a greater amount of injected salt. This characteristic favors models that underestimate sea ice formation and present deficiencies in representing the characteristics of AAIW. In addition, the BESM model showed the ocean-sea ice-atmosphere coupling of the Antarctic Circumpolar Wave, controlling the low-frequency variability of salt concentration in the AAIW formation region, unlike MIROC5, which does not show a clear coupling and therefore has less impact on salt precipitation modulation.

Keywords: Antarctic Circumpolar Wave. Weddell Sea. Brine Rejection. Salinity.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Esquema simplificado que resume a variação interanual da Temperatura da Superfície do Mar (vermelho: quente; azul: frio), Pressão na Superfície do Mar (H: alta; L: baixa), Tensão do Vento Meridional (Denotado por t), e Extensão do Gelo Marinho (linhas em cinza). A linha em verde representa a Circulação Circumpolar Antártica e sua interação com a OCA.	6
2.2 Esquema ilustrativo para o acoplamento e modo instável da OCA. A interface ar - água encontra-se em $z = 0$ e a onda abaixo da superfície do mar representa a deformação da termoclina devido a convergência de Ekman. As letras L: Baixa Pressão; H: Alta Pressão; c: Anomalias frias de TSM e w: Anomalias quentes de TSM.	7
2.3 Esquema da Criosfera com suas principais componentes.	11
2.4 Tendências observadas do gelo marinho durante o período de 1990 - 2007 dividido em cinco regiões. O SAM: Modo Anular do Sul, ENSO: Oscilação Sul do El Niño, Temperatura: Temperatura, Winds: Ventos. Em sombreado estão indicado o sinal da tendência (Vermelho: Positiva e Azul: Negativa).	13
2.5 Tendências observadas do gelo marinho durante o período de 1990 - 2007 dividido em cinco regiões. O SAM: Modo Anular do Sul, ENSO: Oscilação Sul do El Niño, Temperature: Temperatura, Winds: Ventos. Em sombreado estão indicado o sinal da tendência (Vermelho: Positiva e Azul: Negativa).	15
3.1 Área de estudo destacando o Mar de Weddell (MW) em sombreado azul claro. Os círculos A, B, C e D coloridos são pontos escolhidos para analisar a representação da Água Intermediária Antártica (AAIW) e o triângulo preto denominado com a letra E (Lat: -63°S e Lon: 53°W) foi o ponto escolhido para analisar os perfis de salinidade e temperatura do oceano, utilizando a base de dados do MEAP.	19
3.2 Fontes de medições oceânicas em regiões polares. Em destaque a utilização de Leões Marinhos para inferir perfis verticais de temperatura e salinidade do oceano.	23

3.3	Regiões de estudo apresentadas no trabalho de Santini et al. (2018) que mostram as áreas de medições realizadas através dos Leões Marinhos. A área denominada G1: Norte da Península Antártica; G2: Oeste da Península Antártica e G3: Mar de Nellingshausen.	24
3.4	Esquema simplificado que representa as interações com o acoplamento entre o modelo atmosférico e oceânico - gelo marinho através do FMS. As setas grossas em azul mostram as trocas de fluxos entre o modelo de gelo marinho e oceânico antes de comunicar com o atmosférico através da ferramenta FMS. O acoplamento no BESM ocorre em um passo de tempo de hora.	25
3.5	Esquema simplificado do modelo de três camadas proposto por Winton (2000). As setas em azul mostra o sentido do fluxo de calor entre o oceano - gelo marinho - atmosfera.	27
3.6	Fluxograma que mostra sucintamente o processo de geração da grade oceânica no MOM. Setas vermelhas indica o processo que será usado no presente estudo e setas pretas mostra outras opções de configuração da grade.	29
3.7	Exemplo de Diagrama Hovmöller (longitude - tempo) aplicado em anomalias mensais de Temperatura média do Ar.	34
4.1	Heatmap do ciclo sazonal da extensão gelo marinho ($\times 10^6$ km ²) em torno do Oceano Austral e Mar de Weddell entre os anos de 1982 até 2005, proveniente das imagens de satélite do National Snow and Ice Data Center (NSIDC).	38
4.2	Gráfico que correspondem ao ranqueamento do Erro Absoluto Médio (EAM) e Erro Quadrático Médio (EQM) padronizados para o Ciclo Sazonal da Extensão do Gelo Marinho entre os anos de 1982 a 2005 para o Oceano Austral (a) e Mar de Weddell (b).	40
4.3	Imagem que mostra a climatologia para os meses de fevereiro e março (caracterizado como o período de mínima extensão do gelo marinho) da Concentração do Gelo Marinho para o Oceano Austral entre o período de 1982 a 2005 proveniente das observações do satélite (primeiro painel superior a esquerda). Os demais painéis mostram o erro médio (viés) para o BESM-OA 2.5, ACCESS 1.0, FGOALS-g3, MIROC5 e MIROC6.	42

4.4	Imagem que mostra a climatologia para os meses de agosto e setembro (caracterizado como o período de máxima extensão do gelo marinho) da Concentração do Gelo Marinho para o Oceano Austral entre o período de 1982 a 2005 proveniente das observações do satélite (primeiro painel superior a esquerda). Os demais painéis mostram o erro médio (viés) para o BESM-OA 2.5, ACCESS1.0, FGOALS-g3, MIROC5 e MIROC6.	44
4.5	Perfil de salinidade no período climatológico de mínima Extensão do Gelo Marinho sobre o Oceano Austral (Fevereiro e Março) representado na figuras pela linha tracejada e o perfil vertical de salinidade no período da máximo SIE (Agosto e Setembro) representado pela linha contínua. (a) Perfil de Salinidade e (b) Perfil de rejeição de sal para o Ponto E (Lat: 63°S e Lon: 53°W); (c) Perfil de Salinidade e (d) Perfil de rejeição de sal para o Ponto D (Lat: 58°S e Lon: 28°W).	47
4.6	Rejeição de sal espacial na camada entre a superfície e 50 metros de profundidade sobre o Oceano Austral entre os anos de 1982 até 2005. Os valores positivos significam que houve um ganho de sal entre o período de fevereiro - março e agosto - setembro, vice-versa.	49
4.7	Campo do Erro Médio da Pressão ao Nível Médio do Mar em hPa (PNMM) no Hemisfério Sul, contemplando o Oceano Austral entre o período de 1982 até 2005 com o dado de referência ERA5 para os modelos BESM-OA 2.5, ACCESS 1.0, FGOALS-g3, MIROC5 e MIROC6.	51
4.8	Estrutura vertical da salinidade média entre o período de 1982 a 2005 ao longo de 30°S entre as latitudes de 70°S a 20°N sobre o Oceano do Atlântico.	53
4.9	Viés da salinidade na vertical entre o período de 1982 a 2005 ao longo de 30°S entre as latitudes de 70°S a 20°N sobre o Oceano do Atlântico.	54
4.10	Estrutura vertical da Água Intermediária Antártica simulada pelos modelos usados no CMIP5 e CMIP6, entre o período de 1982 até 2005. A AAIW foi determinada através da faixa de salinidade prática de 34 psu até 34,5 psu. Linha pontilhada indica a densidade em kg/m ³ . A densidade típica da AAIW é 27.2 a 27,4 kg/m ³	55
4.11	Diagrama T-S (Temperatura e Salinidade) para o Ponto A (Lon: 30°W e Lat: 0°) para os primeiro 1500 metros de profundidade do oceano utilizando o BESM-OA 2.5 e os modelos oriundo do CMIP5 e CMIP6. Linha pontilhada indica a densidade em kg/m ³ . A densidade típica da AAIW é 27.2 a 27,4 kg/m ³	57

4.12	Diagrama T-S (Temperatura e Salinidade) para o Ponto B (Lon: 30°W e Lat: 15°S) para os primeiros 1500 metros de profundidade do oceano utilizando o BESM-OA 2.5 e os modelos oriundo do CMIP5 e CMIP6. Linha pontilhada indica a densidade em kg/m ³ . A densidade típica da AAIW é 27.2 a 27,4 kg/m ³	58
4.13	Diagrama T-S (Temperatura e Salinidade) para o Ponto C (Lon: 30°W e Lat: 30°S) para os primeiros 1500 metros de profundidade do oceano utilizando o BESM-OA 2.5 e os modelos oriundo do CMIP5 e CMIP6.	59
4.14	Gráfico de Hovmoller filtrado (propagação das perturbações para leste) da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em hPa oriundo do modelo acoplado BESM-OA 2.5 e campos espaciais das anomalias de PNMM para o BESM-OA 2.5. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado. Setas de cor cinza demonstra o recuo ou avanço do gelo marinho na interação com OCA.	61
4.15	Gráfico espacial da rejeição de sal no Mar de Weddell (MW) nos anos do caso de Onda Circumpolar Antártica indentificada na Figura 4.14. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado.	62
4.16	Gráfico de Hovmoller filtrado (propagação das perturbações para leste) da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em hPa oriundo do modelo acoplado BESM-OA 2.5 e campos espaciais das anomalias de PNMM para o MIROC5. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado. Setas de cor cinza demonstra o recuo ou avanço do gelo marinho na interação com OCA.	63
4.17	Gráfico espacial da rejeição de sal no Mar de Weddell (MW) nos anos do caso de Onda Circumpolar Antártica indentificada na Figura 4.16. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado.	64
4.18	Análise da estrutura vertical de aumento do sal na coluna vertical do oceano, proveniente de um evento de Onda Circumpolar Antártica diagnosticada nos modelos BESM-OA 2.5 e MIROC5.	66

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Descrição dos dados oriundos do SODA 3.6.1, que serão baixados na frequência temporal mensal entre os anos de 1982 a 2005.	22
3.2 Descrição dos modelos do sistema terrestre usados no presente estudo. . .	32

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAIW	–	<i>Antarctic Intermediate Water</i>
BAM	–	<i>Brazilian Global Atmospheric Model</i>
BESM - OA	–	<i>Brazilian Earth System Model coupled Ocean - Atmosphere</i>
CCA	–	Corrente Circumpolar Antártica
CMIP5	–	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 5</i>
CMIP6	–	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 6</i>
CORE2	–	<i>Coordinated Ocean-Ice Reference Experiments version 2</i>
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudo Climático
EAM	–	Erro Absoluto Médio
ECMWF	–	<i>European Centre for Medium - Range Weather Forecasts</i>
EGM	–	Extensão do Gelo Marinho
EM	–	Erro Médio
ENSO	–	El Niño - Oscilação Sul
FMS	–	<i>Flexible Modelling System</i>
FPA	–	Frente Polar Antártica
GFDL	–	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>
IBIS v2.6	–	<i>Integrated Biosphere Simulator version 2.6</i>
IFS	–	<i>Integrate Forecast System</i>
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	–	Intergovernmental Panel on Climate Change
MEAP	–	<i>Marine Mammal Exploration of the Oceans Pole to Pole</i>
MCG	–	Modelos de Circulação Geral
MOM5	–	<i>Modular Ocean Model version 5</i>
MOM-SIS	–	<i>Modular Ocean Model - Sea Ice Simulator</i>
MW	–	Mar de Weddell
NCEP	–	<i>National Centers for Environment Prediction</i>
NSIDC	–	<i>National Snow and Ice Data center</i>
OA	–	Oceano Austral
OCA	–	Onda Circumpolar Antártica
OSI-SAF	–	<i>Ocean and Sea Ice Satellite Application Facilites</i>
PNMM	–	Pressão ao Nível Médio do Mar
PROANTAR	–	Programa Antártico Brasileiro
PSA	–	Pacific South American
REQM	–	Raiz do Erro Quadrático Médio
SAM	–	<i>Southern Annular Mode</i>
SIS	–	<i>Sea Ice Simulator</i>
SODA	–	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>
SOSE	–	<i>Southern Ocean State Estimate</i>
SSM/I	–	<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>
SMMR	–	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
TVM	–	Tensão do Vento Meridional

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	1
1.2 Hipótese da Tese	3
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo geral	3
1.3.2 Objetivos específicos	3
1.4 Estrutura da Tese	4
2 REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1 Oceano Austral	5
2.2 Onda Circumpolar Antártica	5
2.3 Gelo marinho Antártico	10
2.3.1 Características físicas	10
2.3.2 Variabilidade climática	12
2.4 Característica e variabilidade da Água Intermediária Antártica	15
3 MATERIAL E MÉTODOS	19
3.1 Área de estudo	19
3.2 Dados a serem utilizados para avaliação dos experimentos	19
3.2.1 Reanálise atmosférica do ERA5	20
3.2.2 Dado de Concentração de Gelo Marinho	20
3.2.3 Reanálise oceânica SODA 3.6.1 (<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>)	21
3.2.4 WOA18 (<i>World Ocean Atlas 18</i>)	22
3.2.5 Dados do projeto Exploração de Mamíferos Marinhos nos oceanos Pólo a Pólo (MEAP, sigla em inglês)	23
3.3 Descrição do modelo a ser usado na tese: BESM - OA	24
3.3.1 Modelo BAM (<i>Brazilian global Atmospheric Model</i>)	25
3.3.2 MOM (<i>Modular Ocean Model</i>)	26
3.3.3 Modelo SIS (<i>Sea Ice Simulator</i>)	27
3.4 Configuração dos experimentos	28
3.4.1 Geração da grade oceânica	28
3.4.2 Geração das condições iniciais e condições de contorno do MOM	30
3.4.3 Experimento com BESM	30

3.4.4	Modelos do CMIP	31
3.5	Identificação da Onda Circumpolar Antártica	32
3.5.1	Diagrama de Hovmöller	33
3.6	Métricas de avaliação dos experimentos (análise estatística)	34
3.6.1	Análise exploratória dos dados	34
3.6.2	Acurácia dos experimentos	35
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	37
4.1	Representação da simulação do experimento histórico do modelo brasileiro do sistema terrestre acoplado oceano - atmosfera versão 2.5 (BESM-OA 2.5)	37
4.1.1	Representação do gelo marinho sobre o Oceano Austral e no Mar de Weddell	37
4.1.2	Representação do impacto do gelo marinho na salinidade sobre o Mar de Weddell e o Oceano Atlântico	44
4.1.3	Representação da Pressão ao Nível Médio do Mar	49
4.2	Modulação da Água Intermediária Antártica no Oceano Atlântico	51
4.3	Impacto da interação da Onda Circumpolar Antártica na Injeção de Sal sobre o Oceano Austral	60
5	CONCLUSÕES	67
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73

1 INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

A temática que envolve variabilidade e mudanças climáticas vem se destacando em meio a comunidade científica e a sociedade em geral, sendo este um assunto que tem repercutido (reverberado) no cenário atual bem como nas discussões que acercam o futuro. Nesse contexto, uma região relativamente pouco explorada cientificamente que desempenha um papel importante para o clima global é o Oceano Austral (OA). A região é grande formadora de massas de água em torno do globo terrestre, impactando principalmente no transporte de calor, dos nutrientes e no ciclo do carbono. Além disso, é caracterizada por grandes extensões de gelo marinho com alta sazonalidade entre as estações do ano, sendo importante para o balanço de energia em todo o globo. Outra característica importante é a falta de barreiras continentais sobre o OA, permitindo que a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) modele as anomalias climáticas em torno dos principais oceanos do planeta terra (MATEAR et al., 2015b; TURNER et al., 2015; TURNER et al., 2013; GARABATO et al., 2009).

Com o advento dos satélites foi possível estimar a cobertura do gelo marinho a partir de sensores a bordo dos mesmos. Sendo assim, uma característica que faz o OA ter relevância no cenário de mudanças climáticas, é o fato que na era dos satélites nota-se tendências de aumento da cobertura do gelo marinho, o que é oposto no Ártico (MATEAR et al., 2015b). De acordo com Turner et al. (2015) uma questão importante nos estudos de mudanças climáticas é o entendimento de quais mecanismos favorecem a essas tendências do gelo marinho sobre o Oceano Austral. Contudo, os modelos usados nos últimos relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*) mostram que os modelos acoplados oceano, gelo e atmosfera indicam tendências negativas na média sobre o Oceano Austral, sugerindo que algum mecanismo não esteja incluído nas físicas dos modelos (TURNER et al., 2015).

Os mecanismos de formação, derretimento e variabilidade do gelo marinho se torna mais importante quando considera-se a interação com o oceano, visto que, o gelo é importante para formação e transformação de massas de água que possui origem no OA, como por exemplo, a Água Intermediária Antártica (AAIW - *Antartic Intermediate Water*) é um importante mecanismo para a exportação de nutrientes do Oceano Austral para as baixas latitudes em torno do globo (ABERNATHEY et al., 2016; PANASSA et al., 2018). Desta forma, entender e quantificar a variabilidade natural da AAIW é crucial para uma compreensão das mudanças climáticas de longo

prazo (SANTOSO; ENGLAND, 2004).

O estudo desenvolvido pelos autores White e Peterson (1996) encontraram uma variabilidade entre 8 a 10 anos sobre o Oceano Austral que apresenta anomalias na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), Extensão do Gelo Marinho (EGM), Tensão do Vento Meridional (TVM) e na Pressão no Nível Médio do Mar (PNMM) que propaga-se para leste no sentido do fluxo da CCA. Essa variabilidade que ocorre na região da borda do gelo marinho é conhecida na literatura como Onda Circumpolar Antártica (OCA) e diversos estudos sugerem que esse padrão atua de forma acoplada entre o oceano, gelo marinho e atmosfera (VENEGAS, 2003; WHITE, 2002; WHITE; CAYAN, 2000; WHITE; SIMMONDS, 2006; LOCARNINI et al., 2013; GIAROLLA; MATANO, 2013; ZHANG et al., 2016; ZHANG; SEMTNER, 2001).

Santoso e England (2004) encontraram que a variabilidade da AAIW é controlada pelos os efeitos do fluxo de calor entre o oceano e atmosfera, como também, fluxo de água doce devido ao derretimento e formação do gelo marinho em torno do OA. Sendo assim, anomalias nessas variáveis é o principal mecanismo de geração da variabilidade na Água Intermediária Antártica. Os autores encontraram padrões de onda do tipo 2 e 3 com propagação para leste na região de formação da AAIW, tal como, o padrão descrito por White e Peterson (1996) da Onda Circumpolar Antártica. Assim, sugerindo uma conexão entre a variabilidade do gelo marinho devido a OCA e as propriedades de temperatura/salinidade da AAIW (SANTOSO; ENGLAND, 2004; BECKMANN; TIMMERMANN, 2001).

Com o objetivo de quantificar os fluxos de água doce do gelo marinho usando o dado SOSE (*Southern Ocean State Estimate*, sigla em inglês), os autores Abernathey et al. (2016) mostraram que o fluxo de água doce excede o fluxo de sal devido que o gelo marinho retém a água proveniente da neve depositada sobre o mesmo. Além disso, o transporte de gelo marinho movido pelo vento cria um transporte considerável de água doce do continente para o mar aberto, gerando gradientes acentuados no fluxo de água doce. Portanto, quando o gelo é deslocado pelo vento e derrete próximo a frente polar na corrente circumpolar antártica, onde os fluxos proveniente do derretimento do gelo excede a taxa de precipitação, irá impactar sobre a densidade da água do mar, e, conseqüentemente, na estratificação e circulação do Oceano Austral. Assim, o excesso de água doce exportada pelo gelo marinho para o Oceano Austral aberto contribui para a produção de Água Intermediária Antártica (SAENKO; WEAVER, 2001).

Diante de todos os aspetos físicos mencionados anteriormente, a região do OA é

de suma importância para o entendimento das mudanças verificadas atualmente no gelo marinho e na AAIW. Conseqüentemente, os modelos numéricos usados em projeções climáticas necessitam reproduzir de forma adequada os principais padrões climáticos e suas interações com as componentes do sistema terrestre em torno do Oceano Austral e continente Antártico.

1.2 Hipótese da Tese

Diante do exposto anteriormente na seção de motivação do trabalho é adequado levantar a seguinte Hipótese:

- A interação do gelo marinho com a variabilidade da Onda Circumpolar Antártica modula a variabilidade da Água Intermediária Antártica através da injeção de sal na camada superior do Oceano.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo geral

O objetivo geral foi compreender os mecanismos responsáveis na determinação da variabilidade da Água Intermediária Antártica a partir da interação entre a Extensão do Gelo Marinho e a Onda Circumpolar Antártica no modelo acoplado BESM - OA (*Brazilian Earth System Model coupled Ocean - Atmosphere*).

1.3.2 Objetivos específicos

- Avaliar a representatividade dos modelos acoplados em simular as características físicas do gelo marinho em torno do Oceano Austral.
- Verificar como as simulações da formação de gelo marinho nos modelos acoplados usados no *Coupled Model Intercoparison Project Phase 5* (CMIP5) e *Coupled Model Intercoparison Project Phase 6* (CMIP6) impactam na injeção de sal marinho nas camadas superiores do oceano.
- Identificar os erros sistemáticos dos modelos do sistema terrestre nas variáveis que caracteriza a Onda Circumpolar Antártica.
- Analisar a representividade do modelos numéricos acoplados no impacto da formação do gelo marinho na estrutura vertical da Água Intermediária Antártica.

- Investigação como a variabilidade da Onda Circumpolar Antártica interage com gelo marinho na modulação da injeção de sal nos modelos numéricos acoplados na região de formação da AAIW.

1.4 Estrutura da Tese

A tese está organizada da seguinte forma: A Seção 1 apresenta a introdução contendo a motivação, problemática, hipótese, objetivos geral e específicos. Na Seção 2 apresenta um levantamento bibliográfico sobre os estudos mais relevantes sobre a Onda Circumpolar Antártica, variabilidade do gelo marinho e Água Intermediária Antártica sobre o Oceano Austral. Na Seção 3 apresenta a metodologia que será usada para responder os questionamentos propostos na introdução. Está constituída em área de estudo (Seção 3.1), dados a serem utilizados para avaliação dos experimentos (Seção 3.2), descrição do modelo a ser usado na tese: BESM - OA (Seção 3.3), configuração do experimento (Seção 3.4), identificação da Onda Circumpolar Antártica (Seção 3.5), métricas de avaliação dos experimentos (análise estatística) e (Seção 3.6). Na Seção 4 foi realizada toda análise para responder os objetivos específicos, com a finalidade de validar a hipótese do trabalho e Seção 5 faz a síntese dos principais resultados encontrados.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Oceano Austral

O Oceano Austral pode ser definido como a região que a dinâmica oceânica tropical e temperada não pode ser aplicada para modelar os mecanismos físicos observados, portanto, isso ocorre quando a termoclina permanente atinge a superfície na convergência subtropical (TOMCZAK; GODFREY, 2013). Sendo assim, o Oceano Austral foi definido por toda porção de oceano entre o continente Antártico até 45° Sul. Além disso, o OA é dividido geralmente em cinco grandes regiões principais: Mar de Ross (160° Leste – 130° Oeste), Mar de Weddell (60° Oeste – 20° Leste), Oceano Índico (20° - 90° Leste), Oeste do Oceano Pacífico (90° - 160° Leste) e os Mares de Amundsen e Bellingshausen (130° - 60° Oeste) (SCHLOSSER et al., 2018).

Em relação aos aspectos oceanográficos do OA, destaca-se a presença de grandes extensões de gelo marinho, que possui uma alta variabilidade sazonal ao longo do ano. Onde o máximo ocorre em setembro ($20 \times 10^6 \text{ Km}^2$) e o mínimo em fevereiro ($4 \times 10^6 \text{ Km}^2$) (TURNER et al., 2015). Essa variabilidade tem um grande impacto na distribuição de sal na superfície do Oceano Austral, tendo como principal mecanismo a rejeição de sal devido a formação de gelo no inverno austral e o influxo de água doce no verão devido ao derretimento do gelo formado durante o inverno anterior. Isso causa uma baixa salinidade nas águas próximas a superfície na região em torno do continente Antártico (TOMCZAK; GODFREY, 2013).

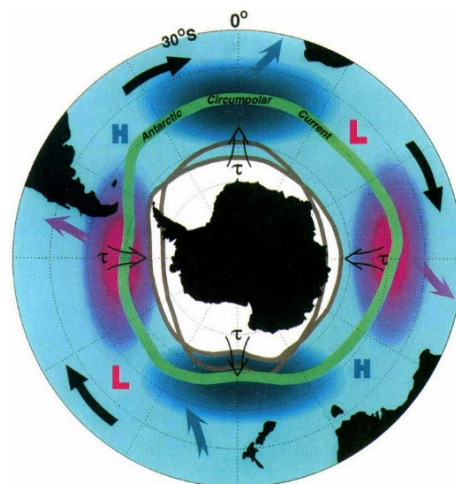
De acordo com Tomczak e Godfrey (2013) a dinâmica das águas em torno do continente Antártico é a do interior do oceano, isto é, o movimento geostrófico de grande escala. Nas regiões polares as variações de densidade com a profundidade são pequenas e o gradiente de pressão é mais uniformemente distribuído sobre a coluna de água. Como resultado, as correntes não estão restritas as centenas de metros superiores do oceano, mas estendendo-se a grandes profundidades. Por exemplo, a Corrente Circumpolar Antártica possui o maior transporte de massa em relação à outras correntes oceânicas, visto que, apesar de sua espessura medir mais de 2000 m, esta contém velocidades comparáveis à outras correntes oceânicas de superfície.

2.2 Onda Circumpolar Antártica

A Onda Circumpolar Antártica foi discutida pela primeira vez por White e Peterson (1996), onde os autores analisaram as anomalias na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM), Tensão do Vento Meridional

(TVM) e Extensão do Gelo Marinho (EGM) entre os anos de 1985 a 1994 oriundo do *European Centre for Medium - Range Weather Forecast*(ECMWF). Observaram um modo de propagação nas variáveis analisadas para leste com número de onda zonal igual a 2, tendo origem no Oceano Pacífico Subtropical contornando todo o Oceano Austral em um período de 8 a 10 anos. Os autores observaram que na retaguarda (vanguarda) das anomalias negativas (positivas) no campo de PNMM, manifestavam anomalias negativas (positivas) de TSM, favorecendo assim o aumento (diminuição) da extensão do gelo marinho sobre o Oceano Austral (OA) (Figura 2.1).

Figura 2.1 - Esquema simplificado que resume a variação interanual da Temperatura da Superfície do Mar (vermelho: quente; azul: frio), Pressão na Superfície do Mar (H: alta; L: baixa), Tensão do Vento Meridional (Denotado por τ), e Extensão do Gelo Marinho (linhas em cinza). A linha em verde representa a Circulação Circumpolar Antártica e sua interação com a OCA.

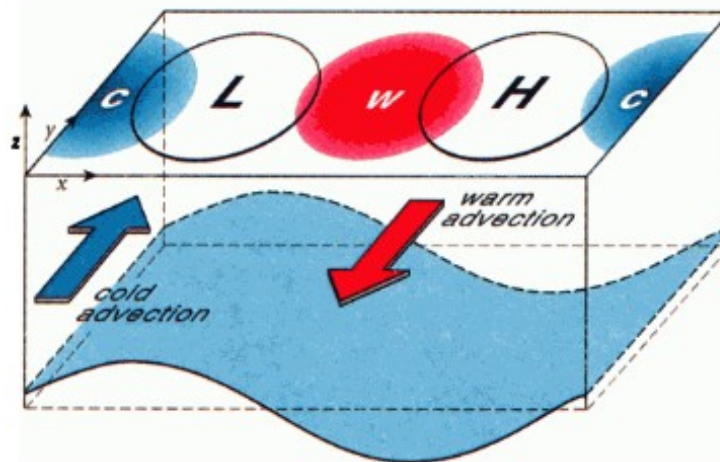


Fonte: White e Peterson (1996).

Jacobs e Mitchell (1996) além das variáveis mencionadas anteriormente exploraram também as anomalias da Altura da Superfície do Mar entre o período de janeiro de 1993 a dezembro de 1995 proveniente do satélite TOPEX/POSEIDON. Notaram que as anomalias do TVM são 45° de longitude mais ao leste do que as anomalias da Altura da Superfície do Mar. Portanto, propondo que algum mecanismo deve existir para manter o OCA sem sofrer dissipação ao longo da sua propagação em torno do continente Antártico. Assim, sugerindo que a Onda Circumpolar Antártica é um sistema acoplado entre o oceano, gelo Marinho e atmosfera (WHITE; PETERSON, 1996; JACOBS; MITCHELL, 1996; QIU; JIN, 1997). De acordo com Qiu e Jin (1997)

uma anomalia de TSM quente inicialmente esteja presente na camada superficial da Corrente Circumpolar Antártica, fornece uma fonte de calor para a atmosfera. Como a advecção de calor zonal predomina o meridional no Hemisfério Sul em altas latitudes, a resposta da atmosfera é criar uma anomalia de alta pressão a leste da anomalia de TSM quente e uma anomalia de baixa pressão a oeste da mesma. Como pode ser visto na Figura 2.2.

Figura 2.2 - Esquema ilustrativo para o acoplamento e modo instável da OCA. A interface ar - água encontra-se em $z = 0$ e a onda abaixo da superfície do mar representa a deformação da termoclina devido a convergência de Ekman. As letras L: Baixa Pressão; H: Alta Pressão; c: Anomalias frias de TSM e w: Anomalias quentes de TSM.



Fonte: Qiu e Jin (1997).

Os autores Christoph et al. (1998) utilizaram um modelo numérico acoplado atmosfera, gelo marinho e oceano com o objetivo de representar a OCA. A componente atmosférica possui um espaçamento de grade de $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ e 19 níveis na vertical. Por sua vez, a componente oceânica detém da mesma resolução do atmosférico fora dos trópicos, entretanto, possui uma resolução maior nos trópicos com a finalidade

de resolver o El Niño - Oscilação Sul (ENSO). Por fim, o modelo de gelo marinho contém a representação da reologia que agrega a dinâmica do gelo marinho nos mares polares. Assim, foram analisados a temperatura da superfície do mar, tensão do vento meridional, pressão ao nível médio do mar, extensão do gelo marinho, profundidade da camada de mistura, correntes oceânicas horizontais, fluxo de calor e precipitação total. Dessa forma, os autores sugeriram que a EGM não desempenha um papel importante na geração da OCA. Todavia, o gelo marinho responde as anomalias na temperatura da superfície do mar e ao cisalhamento do vento meridional. Foram encontrados que as anomalias de TSM é transportada na mesma velocidade do fluxo médio da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), estando de acordo com a hipótese levantada por [White e Peterson \(1996\)](#) em seu estudo observacional. Por outro lado, os autores encontraram um padrão de número de onda igual a 3, divergindo de trabalhos utilizando dados provenientes de observação realizados anteriormente.

Os mecanismos físicos responsáveis pela geração da OCA não são totalmente esclarecidos. Em especial a questão de saber se a Onda Circumpolar Antártica é um modo acoplado ou um modo oceânico forçado por uma atmosfera estocástica ([HAARSMA et al., 2000](#)). Portanto, [Haarsma et al. \(2000\)](#) com a finalidade de examinar se OCA é um modo acoplado, utilizou como metodologia de verificação um modelo acoplado. Encontrou a partir das simulações que a OCA é basicamente uma oscilação no interior do oceano que é forçada pelos padrões preferidos de variabilidade da atmosfera. Assim, a resposta da atmosfera consiste principalmente em um ajuste da temperatura da superfície local à anomalia de TSM. Também foi mostrado que as anomalias de salinidade geradas pelas correntes de superfície anômala, bombeamento anômalo de Ekman induzido pelas anomalias do cisalhamento do vento e cobertura do gelo marinho, fortalecem e modificam o modo, mas não são essenciais para determinação da sua estrutura e escala de tempo preferida. Uma vez que, a escala de tempo é definida pela razão entre a escala espacial desses modos dominantes e a velocidade oceânica característica da Corrente Circumpolar Antártica ([HAARSMA et al., 2000](#)). Entretanto, [Zhang e Semtner \(2001\)](#) utilizando um modelo oceânico (oceano e gelo marinho) forçado pela reanálise do ERA, notou-se que um acoplamento unidirecional atmosfera - oceano é o suficiente para gerar a sinalização da OCA no oceano e no gelo marinho. Porém, não foi capaz de elucidar se há *feedback* entre o oceano, gelo marinho e atmosfera devido que os experimentos foram utilizados com o modelo oceânico forçado.

Para esclarecer a indagação se a Onda Circumpolar Antártica é um modo acoplado, [White e Chen \(2002\)](#) teve como objetivo demonstrar como a resposta da atmosfera

ao forçamento anômalo da TSM pode produzir um *feedback* positivo no oceano determinando a fase característica da OCA observada. Para tal, foram analisados TSM, PNMM e TVM da reanálise oriunda do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) entre os anos de 1982 a 1996. Assim, as análises sugeriram que a advecção de calor meridional anômalo associado a Ekman e/ou a anomalia da mistura vertical e a perda de calor latente e sensível, induz a anomalia de TSM que propaga-se para leste. Propondo-se que as anomalias de PNMM atuam para guiar anomalias para oeste (leste) de 25° oeste em fase com anomalias de TSM quentes (frias), permitindo que a advecção meridional anômala de calor de Ekman equilibre a perda de calor latente e sensível. Consequentemente, esse padrão faz com que a OCA tenha energia suficiente para não se dissipar ao longo do tempo. Assim como, as anomalias de PNMM induz anomalias na tensão do vento meridional, que por sua vez, provoca anomalias na advecção de calor causado por Ekman (QIU; JIN, 1997; WHITE et al., 1998).

Connolley (2002) verificou-se em seu estudo que as anomalias no oceano e atmosfera em torno da Antártica existem em dois modos preferenciais, o primeiro caracterizado por um número de onda igual a dois e o segundo o número de onda igual a três. A existência do modo caracterizado por oscilações estacionárias, é de certa forma apoiada por alguns estudos de modelagem que usa os Modelos de Circulação Geral (MCG), que mostrou propagação de anomalias de TSM interagindo com uma variação de PNMM. Em um estudo anterior, os autores Cai e Baines (2001) mostraram que a onda com o número de onda zonal igual a 2 é forçada pelo padrão *Pacific South American* (PSA) de anomalias em PNMM, enquanto o padrão de número de onda zonal igual a 3 aumenta sua intensidade quando o ENSO diminui sua magnitude, indicando a forte correlação entre a OCA e os padrões de variabilidade na região tropical (WHITE; CAYAN, 2000).

De acordo com Venegas (2003) a maior parte da variância da OCA é explicada pela combinação linear do padrão da onda 3 quase permanente tendo uma periodicidade de 3 anos e um padrão de onda 2 com uma período de 5 anos, estando de acordo com diversos estudos (CHRISTOPH et al., 1998; CONNOLLEY, 2002; CAI; BAINES, 2001; GIAROLLA; MATANO, 2013). Mostrando que a onda do tipo 3 possui uma dinâmica que vai de acordo com os argumentos de acoplamento entre a atmosfera e oceano. Entretanto, Cai e Baines (2001) mostraram que a onda com o número de onda zonal igual a 2 é forçada pelo padrão PSA de anomalias em PNMM, enquanto o padrão de número de onda zonal igual a 3 aumenta sua intensidade quando o ENSO diminui sua magnitude (VENEGAS, 2003; WHITE et al., 2004; WANG et al., 2019).

Com o objetivo de verificar se OCA ocorre quando há combinação construtiva dos padrões ENSO e onda zonal 3 em latitudes médias e altas, os autores [Cerrone et al. \(2017\)](#) investigaram entre os anos de 1871 a 2012 a variabilidade da Onda Circumpolar Antártica entre as latitudes de 56° a 66° sul. Assim, notaram-se que por volta da década 1970, ocorreu uma mudança abrupta nos campos circumpolares. Após o ano de 1979 a OCA foi mais forte em comparação com as décadas anteriores. Essa característica também reflete modificações consistentes nas periodicidades associados com o fenômeno. Os eventos de OCA foi encontrado quando foi diagnosticado eventos construtivos de ENSO e onda zonal 3. Em particular, observou-se que as oscilações positivas (negativas) da onda zonal 3 estão de acordo com a chegada do evento quente (frio) do ENSO sobre o oceano austral durante o inverno austral.

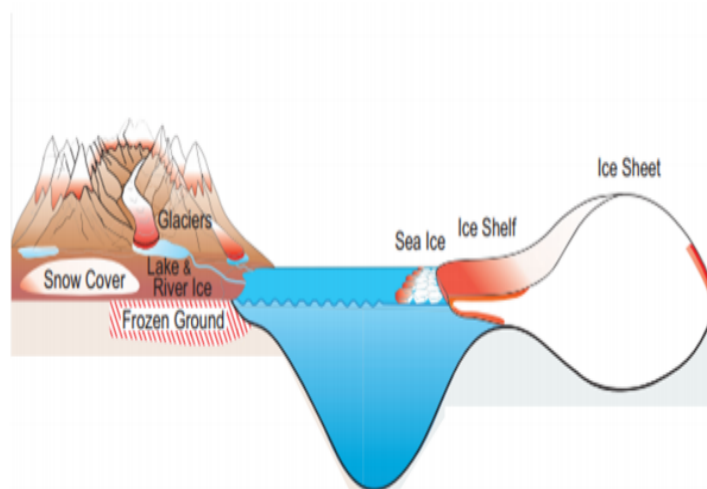
Todo o levantamento bibliográfico feito neste tópico mostra a importância da Onda Circumpolar Antártica no entendimento da variabilidade natural do clima no oceano austral. Portanto, faz-se necessário uma representação adequada nos modelos acoplados utilizados para realizar as projeções climáticas, com a finalidade de diminuir as incertezas em torno das previsões e também no entendimento físico dos modos de baixa frequência que atuam em torno do continente Antártico e no entendimento das interações da OCA em um sistema acoplado atmosfera, gelo marinho e oceano.

2.3 Gelo marinho Antártico

2.3.1 Características físicas

O gelo marinho pode ser definido como o estado sólido que a água do mar se encontra em um determinado instante no tempo e no espaço ([SIMÕES, 2004](#)). O mesmo está presente na componente do sistema climático do planeta Terra denominada Criosfera. Por sua vez, a criosfera é constituída principalmente de neve, gelo marinho, plataforma de gelo, gelo continental, solos congelado, lagos congelados e entre outros ([STOCKER, 2014](#)). Como pode-se ser observado na [Figura 2.3](#) abaixo:

Figura 2.3 - Esquema da Criosfera com suas principais componentes.



Fonte: Adaptado de Stocker (2014).

A formação do gelo marinho está relacionado ao ponto de congelamento ($-1,86\text{ }^{\circ}\text{C}$) da água do mar, que é em função da concentração de sal. Portanto, após o gelo marinho está formado, o mesmo tende a crescer até certa profundidade, possuindo uma sazonalidade e variabilidade interanual (UNTERSTEINER, 2013). De acordo com Untersteiner (2013) o crescimento horizontal e vertical do gelo marinho é governado pelo balanço de energia na superfície superior (interface atmosfera - gelo) e superfície inferior (interface gelo - oceano). A transferência de energia usado para o derretimento e congelamento é transferido através do processo de difusão da base inferior para base superior do gelo (UNTERSTEINER, 2013).

O gelo marinho responde as trocas dinâmicas e termodinâmicas entre o oceano e atmosfera. A espessura e a concentração de gelo marinho é impactado pela dinâmica das regiões em torno do continente Antártico como Mares de Weddell, Ross, Bellingshausen e Amundsen que possuem dinâmicas de circulação próprias. Por exemplo, no Mar de Weddell possui um giro ciclônico denominado Giro do Weddell no oceano, que favorece o empilhamento de massa na costa oeste da Península Antártica. Isso favorece as altas concentrações e espessuras do gelo marinho na região em todo o ano. Por outro lado, a termodinâmica faz com que tenha a sazonalidade de avanço no inverno e recuo no verão do gelo no oceano austral (TURNER et al., 2013).

2.3.2 Variabilidade climática

As variações temporais na extensão do gelo marinho, tanto ao longo das escalas de tempo sazonal como interanual, estão associadas à variabilidade e as mudanças climáticas de longo prazo. A estrutura espacial das tendências do gelo marinho é semelhante ao padrão do Dipolo Antártico, caracterizando o principal modo de variabilidade interanual na cobertura do gelo marinho do Hemisfério Sul, mostrando a importância do Modo Anular Sul (SAM) e ENSO para modulação da variabilidade do gelo marinho em torno da Antártica (YUAN; MARTINSON, 2001).

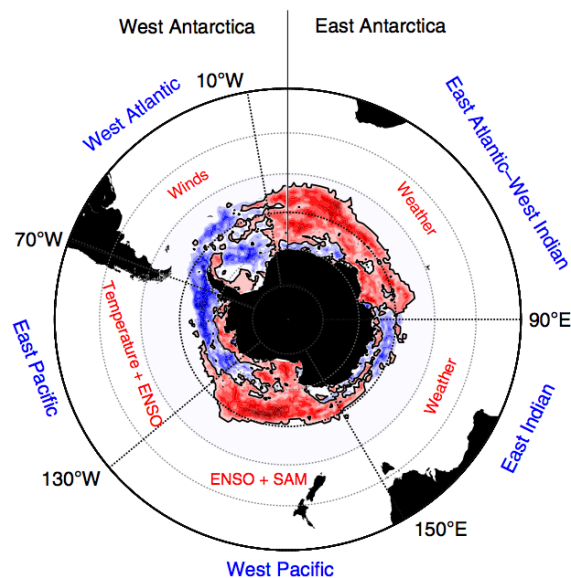
Um aspecto importante do gelo marinho do Hemisfério Sul é o seu comportamento contrastante nas últimas décadas para o gelo marinho no Hemisfério Norte. No Hemisfério Norte, as observações revelam que a área, a extensão e o volume do gelo marinho diminuíram rapidamente nas últimas décadas (KWOK; ROTHROCK, 2009). A hipótese mais aceita é que a redução observada está associada ao aquecimento global, de tal forma que as diminuições no gelo marinho amplificam o aquecimento do Ártico (SCREEN; SIMMONDS, 2010). Por outro lado, no Hemisfério Sul na era das estimativas por satélite, verificou-se um aumento, contudo, quando analisados regionalmente nota-se que a tendência positiva não é encontrada em todas regiões em torno do continente Antártico. Verifica-se que nos Mares de Bellingshausen e Amundsen possui uma diminuição da cobertura de gelo marinho ao longo da série histórica (STAMMERJOHN et al., 2008; TURNER; OVERLAND, 2009; MATEAR et al., 2015a).

Existem várias teorias que tem como objetivo explicar quais mecanismos estão favorecendo tendências positivas na extensão do gelo marinho sobre o Oceano Austral. Tendo como exemplos, um mecanismo é o derretimento do gelo continental nas últimas décadas, particularmente na área de Amundsen, resultando em uma menor salinidade da água (WINGHAM et al., 2009). Bintanja et al. (2013) sugeriram que a água menos salina impede o fluxo ascendente de calor de níveis mais profundos e, assim, contribui para maior extensão do gelo no Mar de Ross. No entanto, Swart e Fyfe (2013) realizaram experimentos numéricos que simularam injeção de água doce no Mar de Amundsen e encontraram que as mudanças no gelo marinho era pequeno em comparação com a variabilidade interna.

As análises das observações e simulações de modelos sugeriram a importância da variabilidade do vento no comportamento do gelo marinho sobre o Oceano Austral. Inicialmente os estudos mostravam que as tendências da dinâmica e da termodinâmica ligadas aos ventos locais eram responsáveis pela geração das tendências regio-

nais do gelo marinho nos setores do Oceano Austral (LEFEBVRE; GOOSSE, 2008). O estudo desenvolvido pelos autores Matear et al. (2015a) mostraram que a variabilidade do vento é um mecanismo importante na explicação do padrão heterogêneo da variabilidade do gelo marinho no Hemisfério Sul. Corroborando com essa análise os autores encontraram que as simulações com a presença da forçante do vento, o modo SAM contribuiu para as tendências encontradas no gelo marinho no Pacífico Leste, por outro lado, o ENSO contribuiu para o Pacífico e Atlântico (MATEAR et al., 2015a). Como pode ser verificado na Figura 2.4 a seguir:

Figura 2.4 - Tendências observadas do gelo marinho durante o período de 1990 - 2007 dividido em cinco regiões. O SAM: Modo Anular do Sul, ENSO: Oscilação Sul do El Niño, Temperatura: Temperatura, Winds: Ventos. Em sombreado estão indicado o sinal da tendência (Vermelho: Positiva e Azul: Negativa).



Fonte: Adaptado de Matear et al. (2015a).

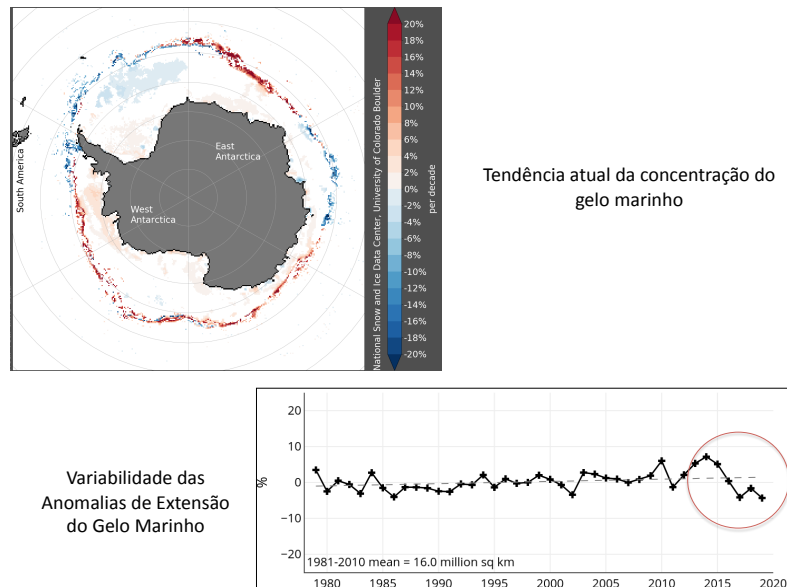
Os autores Turner et al. (2016) estudaram a relação entre as tendências na Extensão do Gelo Marinho (EGM) no Oceano Austral e a circulação atmosférica. Mostraram através dos conjuntos de dados usado no CMIP5, que o aumento do EGM no Hemisfério Sul desde 1979 no Mar de Ross, coincide com o aumento dos ventos próximos à superfície associado a intensificação da Baixa do Mar de Amundsen. Esses resultados corroboram com os encontrados por Meehl et al. (2016), que mostrou que a fase negativa da Oscilação Interdecadal do Pacífico em modelos climáticos globais é

caracterizados por anomalias de pressão observada no nível do mar e mudanças do vento da superfície de 850 hPa que propícia o aumento do gelo marinho.

Estudo mais recente, feito pelos autores [Kusahara et al. \(2019\)](#) com o objetivo de investigar os fatores atmosféricos responsáveis pelos padrões temporais e espaciais observados na variabilidade do gelo marinho Antártico. Utilizaram um modelo que o acoplamento aconteceu somente entre o modelo oceânico e gelo marinho, forçado com condições de contorno reais da atmosfera. De acordo com [Kusahara et al. \(2019\)](#) as mudanças no modos climáticos como SAM, ENSO e Baixa do Mar de Amundsen explicam apenas parte da variabilidade do gelo marinho, mas são importantes no entendimento da variabilidade da tensão do vento e nas forçantes termodinâmicas sobre o Oceano Austral. Assim, os autores notaram que a forçante termodinâmica na superfície é um dos principais impulsionadores da variabilidade interanual da Extensão do Gelo Marinho e para o avanço do gelo no período do inverno e outono austral. Enquanto, a forçante oriunda da tensão do vento contribui mais para o recuo do gelo marinho sobre o Oceano Austral ([KUSAHARA et al., 2019](#)).

O *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) mostra mensalmente a tendência da concentração do gelo marinho e a variabilidade da anomalia da extensão do gelo nos dois hemisférios. Na Figura 2.5 mostra no painel inferior que nos últimos quatro anos as anomalias (em todo oceano austral) negativas na extensão do gelo marinho vem intensificando (circulo vermelho destacado no painel inferior), quando comparada com a série histórica que tem início em 1979. No painel superior verifica-se que a região do Mar de Weddell e Oceano Índico estão atualmente com tendências negativas, enquanto os Mares de Bellingshausen, Amundsen, Ross, Pacífico Oeste e Leste da Antártica estão apresentando tendências positivas na concentração do gelo marinho.

Figura 2.5 - Tendências observadas do gelo marinho durante o período de 1990 - 2007 dividido em cinco regiões. O SAM: Modo Anular do Sul, ENSO: Oscilação Sul do El Niño, Temperature: Temperatura, Winds: Ventos. Em sombreado estão indicado o sinal da tendência (Vermelho: Positiva e Azul: Negativa).



Fonte: Adaptado do *National Snow and Ice Data Center* (2021).

Os mecanismos que geram a variabilidade do gelo marinho em torno do continente Antártico necessitam de mais estudos detalhados no campo da modelagem e em observações capazes de abranger amplamente a escala temporal e espacial dos fenômenos que atuam no Oceano Austral. Assim, podendo fazer com que tenham maior conhecimento dos aspectos físicos do gelo e suas interações com o oceano e atmosfera em volta. Como por exemplo, os impactos dessa variabilidade na formação e propagação da Água Intermediária Antártica que será descrita na seção 2.4 a seguir.

2.4 Característica e variabilidade da Água Intermediária Antártica

Segundo a Tomczak e Godfrey (2013) as águas profundas com alto índice de salinidade provenientes do Hemisfério Norte, que encontra-se em uma profundidade de 2000 metros circula até ressurgir no Oceano Austral na divergência Antártica, onde a mesma experimenta o processo de ventilação (troca de calor e massa com a atmosfera) e afunda novamente na Frente Polar Antártica (FPA). No momento que é subdividida, não é mais conhecida como água profunda, tornando-se denominada Água Intermediária Antártica (AAIW, sigla em inglês) com salinidade típica

de 34,2 - 34,4 psu e temperatura de 3° - 5° Celsius (GEORGI, 1979; PIOLA; GEORGI, 1982). Além das características mencionadas anteriormente, a AAIW apresenta altas concentrações de oxigênio e silicato (LIU; TANHUA, 2019).

McCartney (1977) sugeriu que AAIW é oriunda da transformação da Água Subantártica Modal, formada em uma camada de mistura convectiva no sudeste do oceano Pacífico ao sul do Chile. Contudo, Molinelli (1981) mostrou que os processos de mistura dominam a formação de AAIW ao longo da FPA, com Água Superficial Antártica misturando-se com águas em profundidades na zona subantártica.

England (1992) foi o primeiro a simular o mínimo de salinidade no oceano austral em um modelo de resolução pequena, embora sua AAIW fosse muito salina. Mas, com a evolução dos modelos acoplados ficou possível verificar com maior confiabilidade nas simulações os aspectos de formação e propagação da AAIW, como por exemplo, os autores Saenko e Weaver (2001) foram capazes de mostrar a importância do transporte do gelo provocado pela ação do vento para formação da Água Intermediária Antártica, devido ao influxo de água doce na região da divergência antártica, usando um modelo oceânico acoplado com um modelo de gelo marinho.

Variações espaciais nas propriedades de temperatura e sal da AAIW são detectadas em diferentes locais do oceano Antártico (SANTOSO; ENGLAND, 2004). De acordo com Piola e Georgi (1982) baseando-se em dados observacionais documentaram as propriedades circumpolares da AAIW na banda de latitude de 40° - 45° sul. Eles encontraram diferentes variabilidades da AAIW em cada uma das três bacias oceânicas. O Oceano Índico AAIW é mais quente e mais salgado do que no Atlântico sul, enquanto a salinidade da AAIW diminui abruptamente a leste de 160° oeste.

Os autores Bindoff e Church (1992) avaliaram uma série temporal de 22 anos com a finalidade de observar a variabilidade temporal da Água Intermediária Antártica, notaram que a AAIW está esfriando com tendências entre 0,058 - 0,28°C e uma diminuição da salinidade de 0,01 - 0,04 psu ao longo da superfície de densidade de 600 a 1000 metros de profundidade no Mar da Tasmânia em 43° e 28° sul. Portanto, Bindoff e McDougall (1994), Johnson e Orsi (1997) sugeriram que a mudança é resultado do resfriamento na superfície em altas latitudes e estão associadas ao afloramento da AAIW antes da água sofrer o processo "ventilação" na base da termoclina subtropical.

As mudanças na escala de décadas no oceano Índico em 32° sul entre 1962 e 1987 foram estudadas pelos trabalhos de Wong et al. (2001), Bindoff e McDougall (2000)

com resfriamento e diluição de 0,338 °C e 0,06 psu de salinidade prática, respectivamente, ao longo da superfície neutra equivalente da AAIW de 1027,3 kg m⁻³ na densidade potencial. Banks et al. (2000) compararam as mudanças na escala decadal, particularmente para seção de 32° sul do Oceano Índico, com a variabilidade natural de um modelo climático acoplado. Eles encontraram uma tendência de resfriamento mais fraco do que os observados ao longo das isopícnas da AAIW em 32° sul.

Santoso e England (2004) analisaram a variabilidade espacial e temporal da AAIW ao longo da superfície isopícnica de 1027,2 kg m⁻³ associando os mecanismos que controlam a variabilidade, realizando uma integração de mil anos em um modelo acoplado atmosfera-gelo-oceano com baixa resolução espacial. As análises através de um traçador passivo lagrangiano sugeriu que a maior contribuição para formação da AAIW é oriunda da Água Superficial da Antártica no modelo utilizado. Foi encontrado variabilidade com o número de onda igual 1, onde os autores sugeriram que poderia está relacionado ao Dipolo da Antártica. Também foram encontrados sinais de número de onda igual a 2 e 3, mostrando uma relação com a variabilidade interanual da Onda Circumpolar Antártica (WHITE; PETERSON, 1996).

Os autores Garabato et al. (2009) com o objetivo de estudar as propagações das anomalias na AAIW na passagem de Drake, realizaram uma análise das propriedades temperatura potencial, salinidade e densidade entre os anos de 1969 a 2005, através de observações realizadas na região. Obtiveram que a variabilidade interanual no período estudado teve tendências negativas de 0,1 - 0,3°C na temperatura, 0,01 - 0,04 na salinidade prática, 10 - 100 dbar na pressão e 0,04 kg m⁻³ na densidade. Assim, propondo que essas mudanças foram causadas principalmente pela variabilidade das propriedades físicas e geoquímicas da água no inverno, resultante das flutuações dos fluxos de calor do ar no inverno austral e o derretimento do gelo na primavera, ambos os quais dependem fortemente da intensidade dos ventos meridionais a oeste da Península Antártica, sugerindo uma forte correlação com a variabilidade atmosférica do Modo Anular do Hemisfério Sul e ENSO (GARABATO et al., 2009).

Com o propósito de verificar a variabilidade da AAIW no centro do giro subtropical do Atlântico Sul (28° sul a 30° sul), os autores McCarthy et al. (2012) usou dados do Argo e saídas de reanálises do NCEP - NCAR e ERA - 40. Notaram que as anomalias propagam-se para oeste, com velocidades aproximadamente de 2,3 cm/s (Argo) e 1,7 cm/s (nos dados de reanálise). Os autores mostraram que cerca de 60% da AAIW que é observada na bacia do Atlântico Sul é originada do Oceano Índico. Contudo,

analisaram que o transporte das propriedades entre os oceanos Atlântico e Índico não mostraram variabilidades decadal semelhantes às encontradas na salinidade.

Em uma análise mais local os autores [Zhang et al. \(2016\)](#) analisaram a variabilidade da salinidade através de observações no sul da Austrália, propondo-se que a propagação de ondas frontais explicam a variabilidade da salinidade da AAIW na região. Os autores desenvolveram um índice com a finalidade de identificar como as ondas frontais se propagam. Sendo assim, verificaram que quando o índice está positivo (negativo) quando há propagação para leste, a corrente possui um fluxo para o nordeste, portanto, provocando uma diminuição (aumento) da salinidade ao norte da Frente Polar no Oceano Austral.

A formação e a variabilidade da AAIW possui um importante impacto no transporte de nutrientes para latitudes mais baixas em relação a região de formação ([PANASSA et al., 2018](#)). Sendo assim, [Panassa et al. \(2018\)](#) utilizaram dados observacionais da seção transversal do PRIME para investigar a variabilidade interanual de nutrientes, carbono inorgânico dissolvido, oxigênio, temperatura potencial e salinidade da Água Intermediária Antártica entre os anos de 1990 a 2014. Assim, encontraram tendências de aumento nos nutrientes transportados pela AAIW (carbono, oxigênio e nutrientes), ao contrário da temperatura potencial e salinidade que apresentaram tendências de diminuição durante o período estudado.

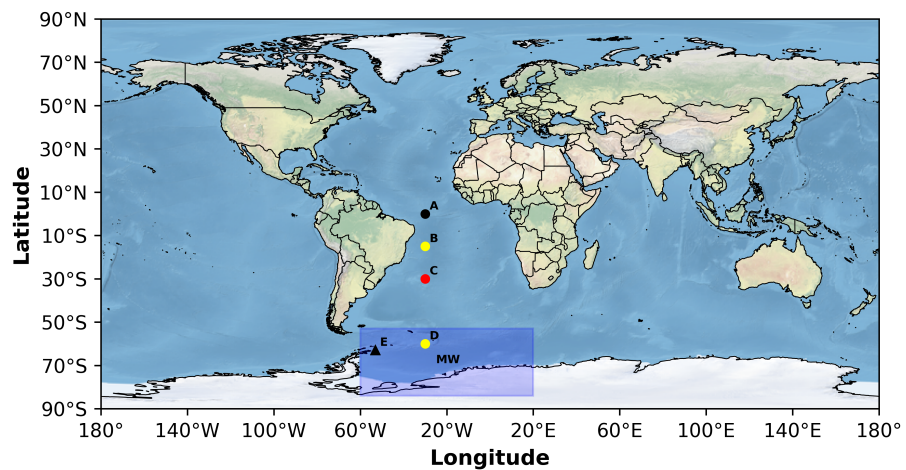
A AAIW não encontra-se somente no Hemisfério Sul, mas também suas características são observadas nas bacias oceânicas no Hemisfério Norte. Os autores [Fu et al. \(2019\)](#) investigaram a variabilidade da temperatura e salinidade da AAIW no Oceano Atlântico norte tropical usando dados do Argo e dados de assimilação. Assim, encontraram através de análise de correlação cruzada que a variabilidade das variáveis citadas anteriormente estão ligadas ao transporte do ramo inferior (300 - 1100 metros) das correntes de oeste no Atlântico Norte. Esse fato possuem um importante impacto na advecção e variabilidade do sal para o Hemisfério Norte, proveniente da AAIW. Como a água intermediária formada no oceano austral é caracterizada por o mínimo de salinidade, a mesma ao ser transportada para o norte sofrendo trocas de massa e temperatura, fazendo com que sua salinidade modifica-se com o tempo ([FU et al., 2019](#); [TOMCZAK; GODFREY, 2013](#)). Esse fato propõe que uma circulação de oeste mais forte (mais fraca) levaria AAIW mais (menos) salina do Atlântico Sul para o Atlântico Norte nas regiões intermediárias do oceano, devido a menos tempo para efetuar as trocas de sal entre diferentes massas de água ([FU et al., 2019](#)).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

Neste trabalho, as análises da caracterização da Onda Circumpolar Antártica foram realizadas sobre o OA, por outro lado, os estudos referentes aos impactos da OCA no gelo marinho e AAIW foram focados na região do Mar de Weddell (MW) e oceano Atlântico, como pode ser visto na 3.1 abaixo:

Figura 3.1 - Área de estudo destacando o Mar de Weddell (MW) em sombreado azul claro. Os círculos A, B, C e D coloridos são pontos escolhidos para analisar a representação da Água Intermediária Antártica (AAIW) e o triângulo preto denominado com a letra E (Lat: -63°S e Lon: 53°W) foi o ponto escolhido para analisar os perfis de salinidade e temperatura do oceano, utilizando a base de dados do MEAP.



Fonte: Autoria própria.

3.2 Dados a serem utilizados para avaliação dos experimentos

Os dados e fontes apresentados a seguir, possuem a finalidade de avaliar os experimentos que serão descritos em tópicos posteriores. A utilização de mais de uma fonte para a mesma variável, tem como objetivo minimizar as incertezas entre os próprios dados que servem como referência para avaliação do modelo. Isso deve-se pelo fato que cada fonte de dados utilizam metodologias de obtenção diferentes para representarem as variáveis (reanálises e satélites) (BUNZEL et al., 2016; ROACH et al., 2018).

3.2.1 Reanálise atmosférica do ERA5

O ERA5 é o novo produto de reanálise do ECMWF e substituiu o Era-Interim. Os dados divulgados no site (<https://www.ecmwf.int/>) até o momento abrange o período de 1979 até 2 - 3 meses antes do presente. Possuindo uma cobertura global em duas resolução espacial horizontal (alta resolução com espaçamento de grade de 31 Km ($0,28125^\circ$) e baixa resolução com 62 Km ($0,5625^\circ$) de espaçamento). Os dados estão disponibilizados no site em uma frequência sub-diária e mensal, consistindo em análises e previsões curtas (18 horas), inicializadas duas vezes por dia a partir das análises das 06 e 18 UTC.

Para o processo de assimilação de dados o ERA5 utiliza o Sistema Integrado de Previsões (IFS, sigla em inglês) em 4 dimensões, com uma integração em 137 níveis verticais híbridos (sigma/pressão), com o topo da atmosfera fixado em 0,01 hPa. Os dados atmosféricos estão disponíveis nesses níveis e também são interpolados para 37 níveis de pressão, 16 de temperatura potencial e 1 nível de vorticidade potencial. O IFS é acoplado a um modelo de solo e a um modelo de ondas. Os dados assimilados no ERA5 da concentração de gelo marinho é proveniente do OSI-SAF (*Ocean and Sea Ice Satellite Application Facilities*) (WANG et al., 2019). Mais informações podem ser encontradas no site <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5+data+documentation>.

No presente trabalho foi usado a variável Pressão ao Nível Médio do Mar em Pa com frequência temporal mensal entre os anos de 1982 até 2005 e na resolução espacial de 31 km, com intuito de avaliar a representividade da PNMM no modelo acoplado BESM-OA 2.5 (será descrito em seções anteriores), além disso foi usado como variável proxy na determinação do padrão da Onda Circumpolar Antártica.

3.2.2 Dado de Concentração de Gelo Marinho

A variável de Concentração do Gelo Marinho será proveniente do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC). A série temporal foi estimada através da temperatura de brilho pelos sensores *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* - SMMR a bordo do NIMBUS - 7 compreendendo o período que vai de 01 de novembro de 1978 até 31 de julho de 1987, *Special Sensor Microwave/Imager* - SSM/I entre 01 de agosto de 1987 a 31 de dezembro de 2007 e *Special Sensor Microwave/Sounder* - SSMIS desde 01 de janeiro de 2008 até o presente. Os dados estão em uma frequência temporal diária sobre uma grade do tipo esferográfica com o espaçamento horizontal de 25 Km x 25 Km.

Os dados antes de serem disponibilizados no site, foi aplicada uma interpolação espacial / temporal com a finalidade de deixar o mesmo contínuo sem apresentar falhas. Sendo assim, primeiramente o dado foi interpolado espacialmente para preencher os pixels que não contém informação no momento que o sensor realizou o escaneamento. O procedimento é substituir o pixel que não apresenta informação pela média de quatro pixels adjacentes que apresentam informações. Entretanto, caso não tenham quatro pixels em torno com informações, o algoritmo realizou a média de uma quantidade menor de pixels. O segundo procedimento é interpolar no tempo, com a finalidade de preencher as lacunas, pois o satélite possui um intervalo em dias que não passa no mesmo ponto da região polar. Assim, a interpolação no tempo é feita através de uma média ponderada, portanto, quanto mais próximo os dados com informação estiverem perto na linha temporal do dado faltante, maior foi o peso dado ao mesmo. Sendo assim, o algoritmo realizou a pesquisa na linha temporal um tempo anterior e posterior ao tempo que não contém informação. Posteriormente, o algoritmo calcula uma média ponderada entre os tempos com informação e substitui o resultado no tempo que não continha informação. Os detalhes sobre como realizar a metodologia, pode ser verificado nos seguintes trabalhos [Cho et al. \(1996\)](#), [Comiso et al. \(1997\)](#).

No presente trabalho foi feito o download na frequência temporal diária desde 1982 a 2005. Posteriormente, é necessário inserir uma grade latitude / longitude devido que o dado bruto não está gravado com a grade correspondente. No site <https://nsidc.org/data/NSIDC-0079/versions/3> estão disponibilizados os arquivos de grade, tal como o manual que elucida como fazer tal procedimento. Para ter mais informações da avaliação e metodologia para obtenção da concentração de gelo marinho através desse produto, pode ser consultado nos artigos a seguir [Cho et al. \(1996\)](#), [Comiso et al. \(1997\)](#), [Comiso \(2009\)](#), [Comiso et al. \(1992\)](#), [Comiso \(1995\)](#), [Gloersen e Huang \(1999\)](#).

3.2.3 Reanálise oceânica SODA 3.6.1 (*Simple Ocean Data Assimilation*)

A reanálise SODA 3.6.1 foram geradas com o modelo *Modular Ocean Model version 5* (MOM5) forçado pelo conjunto de dados do *Common Ocean Reference Experiment version 2* (CORE2) usando a fórmula de Bulk de Large - Yeager abrangendo um período de 1980 - 2009 (30 anos) ([CARTON et al., 2018a](#)). Para realização da assimilação de dados foram usados o conjunto de dados hidrográficos resultante do banco de dados globais oceânicos mais recente ([BOYER et al., 2016](#)) e os erros

sistemáticos encontrados em versões anteriores, foram melhorados utilizando o procedimento de correção de fluxo interativo proposto por Carton et al. (2018b). A integração foi realizada com uma resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e 50 níveis na vertical, utilizando a projeção mercator. Mais informações podem ser encontradas no site <http://www.soda.umd.edu/>.

A utilização do SODA 3.6.1 tem como objetivo avaliar as variáveis oceânicas provenientes dos experimentos com o modelo BESM, foram utilizadas as variáveis Salinidade Prática em psu e Temperatura Potencial em $^\circ\text{C}$. Os dados da qual a fonte será o SODA (Tabela 3.1) foram baixados com a frequência mensal entre os anos de 1982 a 2005, com intuito de servir com dado de referência para análises da injeção de sal no oceano proveniente da formação do gelo marinho e análise da representividade da Água Intermediária Antártica sobre o Oceano Austral.

Tabela 3.1 - Descrição dos dados oriundos do SODA 3.6.1, que serão baixados na frequência temporal mensal entre os anos de 1982 a 2005.

Variáveis	Sigla	Unit	Nível
Salinidade Prática	Sal	PSU	50 níveis
Temperatura Potencial	Temp	$^\circ\text{C}$	50 níveis

Fonte: Autoria própria.

3.2.4 WOA18 (*Word Ocean Atlas 18*)

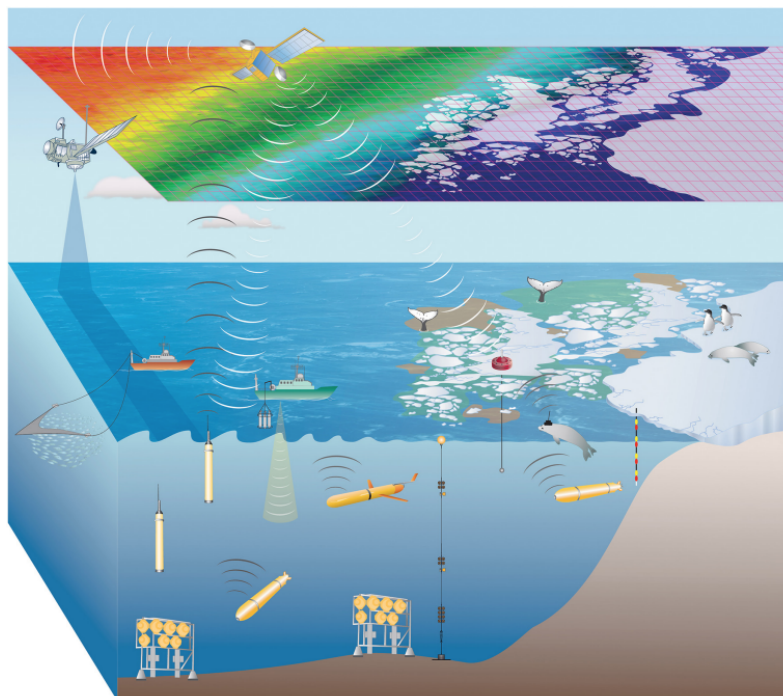
Com intuito de analisar uma base de dados como referencia de caráter climatológica, foi utilizado as variáveis Temperatura Potencial ($^\circ\text{C}$) e Salinidade Prática (PSU) do oceano proveniente do banco de dados do *Word Ocean Atlas 18* (WOA18). Portanto, foi usado o produto de climatologia mensal, com resolução espacial horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Por outro lado, na resolução vertical possui um espaçamento de grade que muda com a profundida. Os níveis verticais deste produto vai de 0 a 1500 metros. Para mais informações pode ser encontrado nos seguintes trabalhos (LOCARNINI et al., 2013; ZWENG et al., 2019)

3.2.5 Dados do projeto Exploração de Mamíferos Marinheiros nos oceanos Pólo a Pólo (MEAP, sigla em inglês)

Com a finalidade de avaliar os perfis verticais de temperatura e salinidade do oceano com experimentos através de dados observados, foi utilizado os dados provenientes do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) pelo projeto de Exploração de Mamíferos Marinheiros nos oceanos Pólo a Pólo (MEAP, sigla em inglês).

De acordo com [Santini et al. \(2018\)](#) o projeto teve como objetivo estudar os padrões de movimento, comportamento e hábitat de Leões Marinhos que ficam nos oceanos polares do globo. Portanto, foram colocados nos animais sensores que possam medir a Temperatura, Condutividade (posteriormente convertidos em salinidade) e Pressão (Convertido em profundidade) em diferentes profundidades do oceano. A Figura 3.2 mostra de forma esquemática como são realizadas as medições das propriedades dos oceanos através de diversas fontes. Neste caso, destaca-se sensores a bordo de Leões Marinhos abaixo da camada de gelo marinho, mostrando um potencial enorme na obtenção de informações a partir da utilização de animais, que sensores a bordo de satélites e boias não seriam capazes de realizarem tais medições.

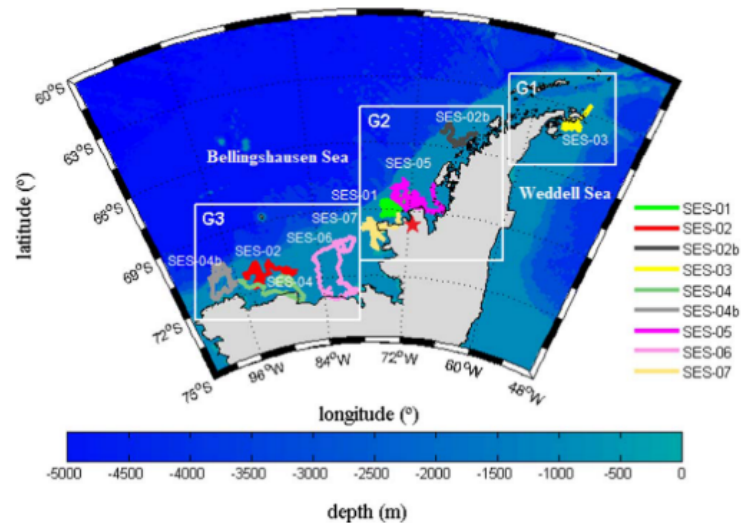
Figura 3.2 - Fontes de medições oceânicas em regiões polares. Em destaque a utilização de Leões Marinhos para inferir perfis verticais de temperatura e salinidade do oceano.



Fonte: Newman et al. (2019).

O conjunto de dados consiste em 2245 perfis oceânicos verticais de temperatura, salinidade e pressão durante o ano de 2008. A Figura 3.3 mostra as divisões em regiões elaboradas por Santini et al. (2018), onde os perfis verticais de temperatura e salinidade foram medidos através dos Leões Marinhos. A região denominada G1 corresponde ao Norte da Península Antártica, G2 é o Oeste da Península Antártica e G3 equivale ao Mar de Bellingshausen. Mais detalhes pode ser obtido no trabalho de Santini et al. (2018).

Figura 3.3 - Regiões de estudo apresentadas no trabalho de Santini et al. (2018) que mostram as áreas de medições realizadas através dos Leões Marinhos. A área denominada G1: Norte da Península Antártica; G2: Oeste da Península Antártica e G3: Mar de Bellingshausen.



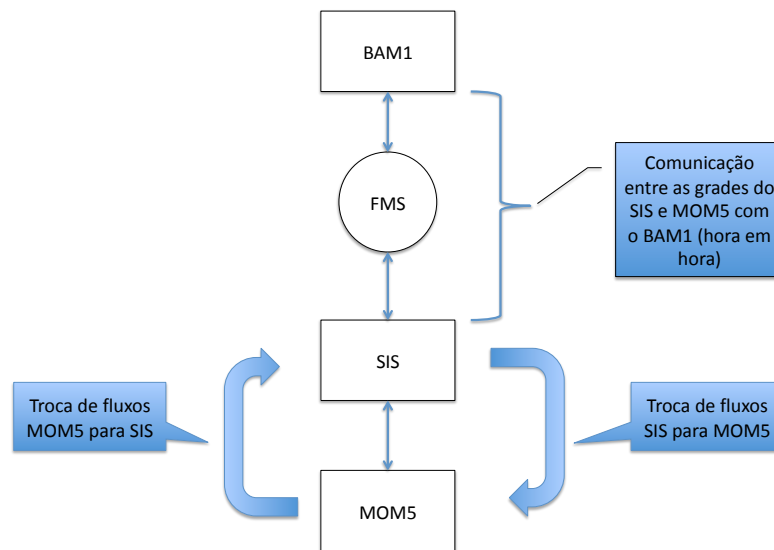
Fonte: Santini et al. (2018).

3.3 Descrição do modelo a ser usado na tese: BESM - OA

O Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM - *Brazilian Earth System Model*, na sigla em inglês) é desenvolvido no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos que faz parte do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). O mesmo é oriundo do acoplamento do Modelo Atmosférico Brasileiro global (BAM - *Brazilian global Atmospheric Model*, da sigla em inglês) e modelo oceânico *Modular Ocean Model - Sea Ice simulator* (MOM - SIS) do Laboratório de Dinâmica dos Fluidos Geofísicos (GFDL - *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*, sigla em inglês) é feito através do *Flexible Modelling System* (FMS) desenvolvido no GFDL (WIN-

TON, 2001; NOBRE et al., 2013). A seguir pode ser visto um esquema simplificado da comunicação dos fluxos utilizando a ferramenta na Figura 3.4.

Figura 3.4 - Esquema simplificado que representa as interações com o acoplamento entre o modelo atmosférico e oceânico - gelo marinho através do FMS. As setas grossas em azul mostram as trocas de fluxos entre o modelo de gelo marinho e oceânico antes de comunicar com o atmosférico através da ferramenta FMS. O acoplamento no BESM ocorre em um passo de tempo de hora.



Fonte: Autoria própria.

A seguir será descrito de forma sucinta cada componente que compõe atualmente o modelo BESM.

3.3.1 Modelo BAM (*Brazilian global Atmospheric Model*)

De acordo com Figuerola et al. (2016) o núcleo dinâmico do BAM é espectral semi-implícito hidrostático, com uma coordenada vertical sigma, apresentando um esquema monotônico semi-langrangeano de dois tempos para o transporte tridimensional de umidade e microfísica das nuvens. O núcleo dinâmico é projetado para ser usado para previsão meteorológica e climática em resoluções horizontais de 200 a 10 Km. A representação espectral do modelo possui um truncamento triangular no número de onda 62, correspondendo a uma resolução horizontal de grade de aproximadamente $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ e 28 níveis na vertical, ou seja, uma resolução T62Z28

(VEIGA et al., 2019).

O modelo BAM possui integrado o esquema de superfície terrestre *Integrated Biosphere Simulator* versão 2.6 (IBIS v.2.6). Este esquema representa a dinâmica da vegetação global, incluindo a física da superfície terrestre, fisiologia do dossel, fenologia da planta, dinâmica da vegetação e o ciclo do carbono (FIGUEROA et al., 2016). A radiação de onda curta e longa é proveniente do esquema do modelo de transferência radiativa rápida, que usa a técnica de aproximação de Monte Carlo para realizar a caracterização das nuvens. Na versão do BAM usada no acoplamento, foi realizado modificações nas propriedades macroscópicas das nuvens. As alterações foram concentradas no cálculo do conteúdo de água líquida nas nuvens com efeito direto na espessura óptica e diminuindo a perda de calor de onda longa da superfície para atmosfera. Essas modificações tiveram a finalidade de diminuir os vieses sistemáticos apresentados em versões anteriores no BESM. Mais detalhes podem ser encontrados no trabalho de Bottino (2013).

3.3.2 MOM (*Modular Ocean Model*)

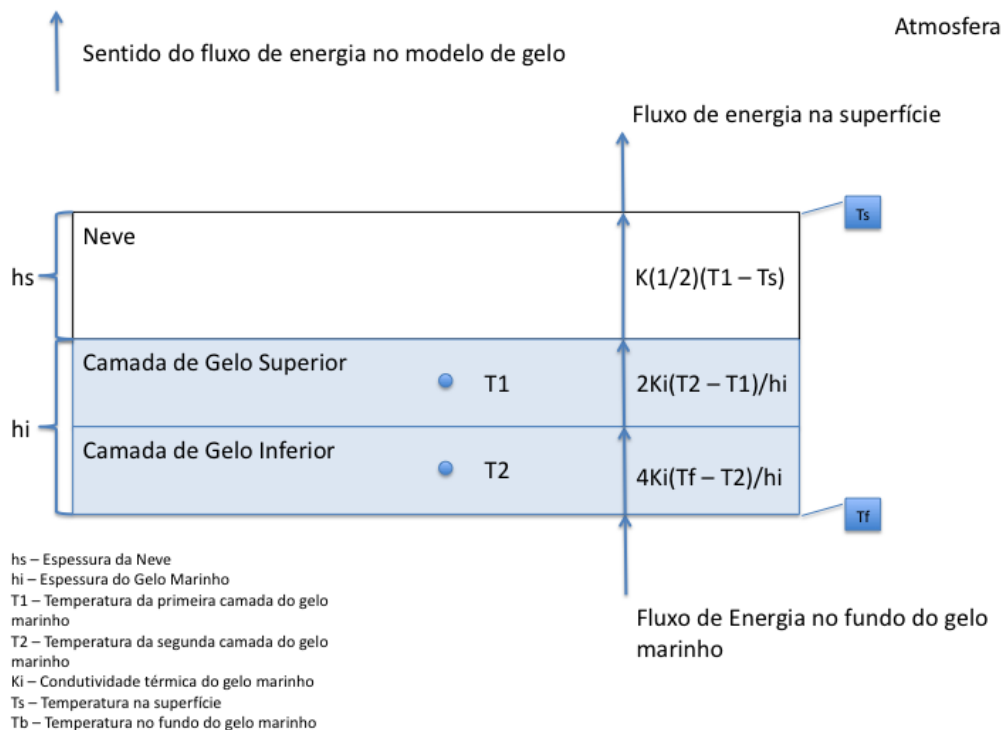
O modelo oceânico MOM é amplamente descrito por Griffies (2012). O modelo foi desenvolvido pelo GFDL com a finalidade de representar a circulação oceânica, desde os processos de pequena escala até os processos em grande escala e modelagem do sistema terrestre. As ferramentas necessárias para programação paralela com o MOM são fornecidas pelo FMS. As equações do núcleo dinâmico são resolvidas numericamente através do método de diferenças finitas. Contendo uma grade horizontal que permite a utilização da opção tripolar baseado no trabalho de Murray (1996), sendo a grade Arakawa do tipo - B que pode ser construída com resoluções espaciais em função da latitude ou longitude, ou seja, os espaçamentos de grade podem ser modificados nas regiões de maior interesse do estudo. No presente trabalho será melhor explicado posteriormente no tópico geração das grades para execução da presente metodologia.

O modelo contém diversas parametrizações que permitem estudar os impactos dos processos de sub-grade em escalas que são resolvidas numericamente pela grade do modelo. Por exemplo, a parametrização que modela a penetração da radiação de onda curta no oceano, fricção horizontal, mistura vertical e entre outros. Sendo assim, um dos recursos mais promissores da utilização do MOM em estudos climáticos é a gama de opções diagnósticas "*online*" disponíveis para elucidar todos os aspectos da simulação, desde detalhes das parametrizações da pequena escala até a taxa de transformação da massa de água.

3.3.3 Modelo SIS (*Sea Ice Simulator*)

O modelo de gelo marinho proposto por Winton (2000) é baseado no modelo de três camadas de Semtner (1976), uma camada de neve com capacidade de calor igual a zero e duas camadas de gelo marinho. Contudo, o novo modelo trata a camada superior do gelo com capacidade de calor variável como os modelos sofisticados de Maykut e Untersteiner (1971), Ebert e Curry (1993), Bitz (1999), dessa forma, o reservatório de sal é tratado de forma mais física do que o modelo de Semtner e a camada inferior do gelo possui a capacidade de calor fixa (Figura 3.5). Uma outra vantagem do modelo é que ele está totalmente implícito, eliminando a necessidade de mudar para um modelo de capacidade de calor zero quando o gelo se torna fino, como é tipicamente feito no modelo proposto por Semtner (WINTON, 2000). O modelo também representa a parte dinâmica do gelo marinho através da técnica Elástico - Viscosa - Plástica de Hunke e Dukowicz (1997), que calcula as tensões internas do gelo.

Figura 3.5 - Esquema simplificado do modelo de três camadas proposto por Winton (2000). As setas em azul mostra o sentido do fluxo de calor entre o oceano - gelo marinho - atmosfera.



Fonte: Adaptado de Winton (2000).

O modelo SIS calcula a concentração, espessura, temperatura, conteúdo de sal e cobertura de neve em um número de categoria de espessura do gelo marinho (padrão cinco categorias), bem como o movimento da placa de gelo sobre o oceano. Além disso, o modelo é responsável por calcular os fluxos de gelo / oceano e comunicar os fluxos entre os modelos oceânico e atmosférico globalmente (WINTON, 2001), como mostrado no esquema apresentado anteriormente na Figura 3.5. As variáveis prognósticas do modelo, são: espessura da camada de neve; espessura da camada de gelo; temperatura na primeira camada de gelo e temperatura na segunda camada de gelo.

3.4 Configuração dos experimentos

Esta seção tem como objetivo descrever os procedimentos metodológicos com o modelo acoplado BESM, da qual a finalidade é responder os objetivos geral e específicos. Portanto, esta seção será dividida nas seguintes subseções: Geração das grades oceânicas (Seção 3.4.1); Geração das condições iniciais e condições de contorno do MOM (Seção 3.4.2) e Experimento com BESM (Seção 3.4.3).

3.4.1 Geração da grade oceânica

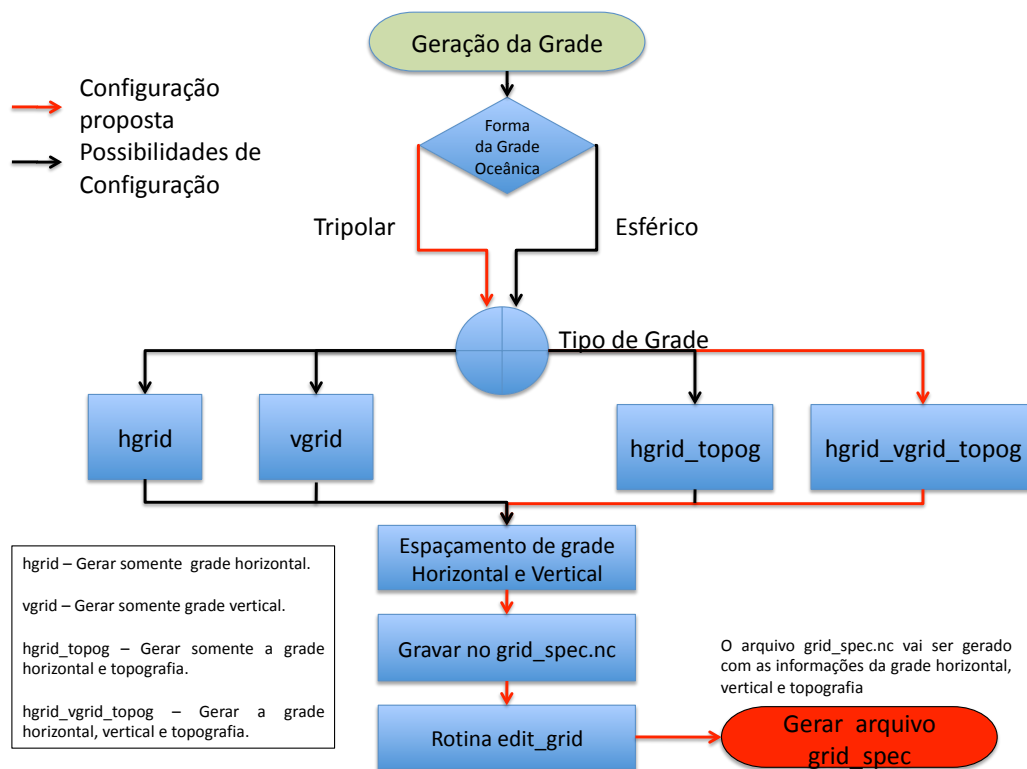
A grade oceânica utilizada no MOM5 no BESM-OA 2.5 constitui de uma grade tripolar com espaçamento de grade em latitude nas regiões polares de 2° , sendo que, vai aumentando a resolução espacial latitudinal na direção da linha do equador, sendo que entre 10°S e 10°N a resolução espacial horizontal é de $0,25^\circ$ em latitude. Em relação a resolução espacial na longitude a grade possui 1° de espaçamento de grade em todas as regiões do globo (VEIGA et al., 2019).

O arquivo *grid_spec.nc* é fundamental para execução do modelo com o FMS. Este arquivo contém informações sobre o espaçamento de grade horizontal e vertical do modelo oceânico, bem como a máscara de terra / oceano. É utilizado para criação das condições iniciais e de contorno para os experimentos, tal como, contém informações sobre a grade de troca de fluxos para executar modelos acoplados entre o oceano e atmosfera.

O *Modular Ocean Model* possui a opção de fazer uma grade global esférica ou tripolar, podendo alterar a resolução espacial em regiões de interesse. A máscara de topografia pode ser gerada a partir de outros arquivos que contém as informações de altimetria. Entretanto, o desenvolvimento do arquivo com as informações de topografia a ser usado no experimento necessita de um tratamento manual após ser

gerado automaticamente pelas rotinas fornecidas pelo pré-processamento do modelo MOM. Isso se deve pelo fato que nem todas as informações são corretamente inseridas no arquivo, fazendo com que regiões do globo obtenham informações erradas, como por exemplo, pode acontecer que o Mar Mediterrâneo não tenha conexão com o Oceano Atlântico. Para resolver esse problema o GFDL disponibiliza uma rotina denominada *Edit_Grid*, que realiza as modificações necessárias na topografia e sai um arquivo com as específicas informações sobre os pontos que foram modificadas. O procedimento de forma esquemática dos passos de decisões que devem ser levados em consideração na geração do arquivo *grid_spec.nc* pode ser visto na Figura 3.6 a seguir:

Figura 3.6 - Fluxograma que mostra sucintamente o processo de geração da grade oceânica no MOM. Setas vermelhas indica o processo que será usado no presente estudo e setas pretas mostra outras opções de configuração da grade.



Fonte: Autoria própria.

A grade vertical está constituída em 50 níveis que vão desde 0 a 5500 metros de

profundidade. Entre o nível de 0 metros (superfície) até 220 metros, o espaçamento entre os níveis do modelo é de 10 metros, entretanto, entre 220 metros a 5500 metros, o espaçamento é modificado para 367 metros. Mais detalhes sobre os procedimentos de criação das grades do modelo MOM podem ser encontrados no trabalho de [Griffies et al. \(2004\)](#).

3.4.2 Geração das condições iniciais e condições de contorno do MOM

Para geração das condições iniciais do modelo oceânico para o *Spinup* é necessário realizar a interpolação para grade do modelo oceânico que está gravado no arquivo *grid_spec.nc*. Isso deve ser feito para os perfis de salinidade prática, temperatura potencial e clorofila no oceano. Com as rotinas disponibilizadas pelo GFDL pode-se ter um conjunto de dados que originalmente estão gravados em uma grade esférica, e salvá-los em uma grade esférica ou tripolar. No nosso caso a grade do modelo oceânica será tripolar (com dois pólos no hemisfério norte e um no hemisfério sul).

Quando o modelo MOM é executado forçado com condição de contorno realístico, pode-se utilizar uma rotina disponibilizada pelo GFDL denominada de *Regrid_2d* para realização da interpolação das condições para a grade do modelo (o padrão é a interpolação bilinear). Contudo, o modelo MOM possui uma alternativa em deixar o conjunto de dados em sua grade nativa e executar o *regrid* a cada passo de tempo da execução do modelo. Este é o procedimento adotado para executar o MOM acoplado com um modelo atmosférico que não possui a mesma grade do modelo oceânico. Portanto, no caso dos experimentos com o modelo BESM foi utilizado este procedimento. Para mais detalhes pode-se consultar o material [Griffies et al. \(2004\)](#).

3.4.3 Experimento com BESM

O experimento realizado para o CMIP5 foi dividido em duas etapas, como será descrito abaixo:

- a) **Spin-up:** O spin-up do modelo BESM-OA 2.5 foi executado em duas etapas distintas, sendo a primeira parte caracterizada pelo rodada solo do modelo MOM versão 5, onde foi inicializado do repouso a partir da climatologia de temperatura potencial e salinidade prática do oceano oriundo da climatologia de [Levitus \(1982\)](#). Inicialmente foi executado o MOM5 forçado pelo período de 13 anos, forçado por campos climatológicos, tais como, vento, radiação solar, temperatura e umidade do ar, e precipitação

(LARGE; YEAGER, 2009). Após o término dessa fase, foi usado como condição inicial para rodada forçada com campos interanuais (forçante mensais) por mais 58 anos de integração. As forçantes são oriundas do trabalho de Large e Yeager (2009). A segunda etapa é composta pelo acoplamento entre o modelo BAM e o MOM utilizando a ferramenta FMS, sendo que o modelo atmosférico recebe como condição de contorno do oceano a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e o Albedo do oceano (água líquido) e do gelo marinho em time-steps de 1 hora. Por outro lado, o modelo oceânico recebe as informações de água doce, fluxo de momento (ventos a 10 metros), umidade específica, calor, difusão vertical das componentes da velocidade e pressão em superfície. O spin-up acoplado durou 100 anos, totalizando 171 anos. De acordo com Veiga et al (2019) para começar o experimento Histórico necessitou rodar mais 13 anos acoplados usado para o experimento piControl (que não foi usado no presente estudo).

- b) **Histórico:** A simulação foi realizada entre os anos de 1850 até 2005 (156 anos), forçada pela concentração de CO₂ equivalente. Na presente tese foi usado dados de temperatura potencial e salinidade prática do oceano, concentração do gelo marinho e pressão ao nível médio do mar. Os dados estão disponíveis no seguinte endereço eletrônico: <https://dm2.cptec.inpe.br/projects/esgf-inpe/>. Nesta tese foi usado o recorte de tempo de 1982 até 2005 nas obtenções dos resultados.

Para mais informações sobre os experimentos com o BESM-OA estão presentes nos seguintes trabalhos, Nobre et al. (2013), Giarolla et al. (2015), Veiga et al. (2019), Capistrano et al. (2020).

3.4.4 Modelos do CMIP

A Tabela 3.2 mostra os modelos usados no presente estudo com seus respectivos centros e referências. Todos os modelos foram usados os dados de temperatura potencial e salinidade do oceano, pressão ao nível médio do mar e concentração do gelo marinho.

Tabela 3.2 - Descrição dos modelos do sistema terrestre usados no presente estudo.

Instituição	Modelo	Referência
Centre for Australian Weather and Climate Research (CAWCR)	ACCESS1-0	(BI et al., 2013)
	ACCESS-CM2	(BI et al., 2020)
National Institute for Space Research (INPE) Brazil	BESM 2.5-AO	(VEIGA et al., 2019)
Centre National de Recherches Meteorologiques	CRNM-CM5	(VOLDOIRE et al., 2013)
	CRNM-CM6.1	(VOLDOIRE et al., 2013)
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	FGOALS-g2	(LI et al., 2013)
	FGOALS-g3	(CHENG et al., 2020)
NASA Goddard Institute for Space Studies	GISS-E2-H	(ASTRONAUTICS; (NASA), 2018)
	GISS-E2-1-H	(ASTRONAUTICS; (NASA), 2018)
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-CM4	(GUO et al., 2018)
Institute for Numerical Mathematics	INM-CM5-0	(VOLODIN, 2020)
Institut Pierre-Simon Lapace	IPSL-CM5A-LR	(WANG et al., 2020)
Atmosphere and Ocean Research Institute	MIROC5	(TATEBE et al., 2019)
	MIROC6	(TATEBE et al., 2019)

Fonte: Autoria própria.

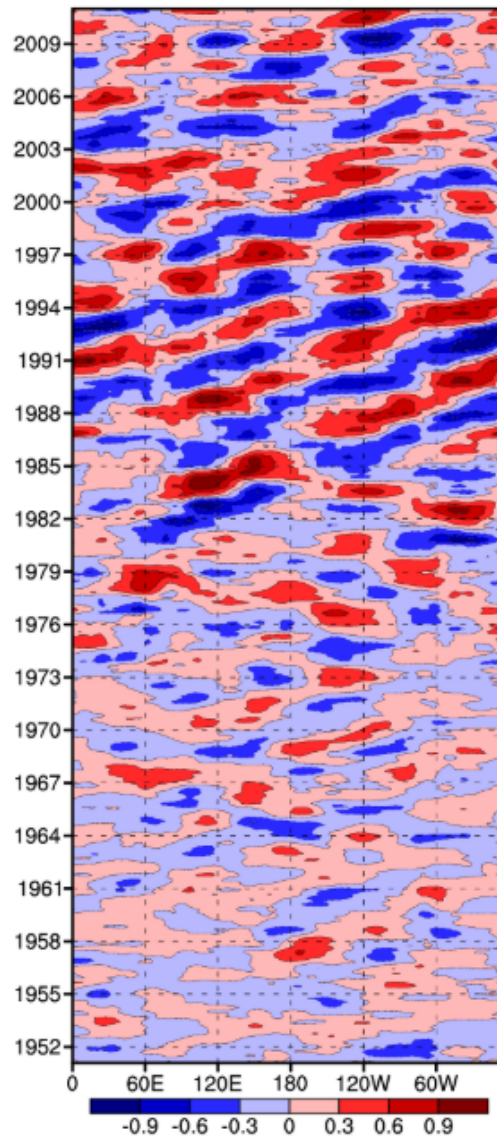
3.5 Identificação da Onda Circumpolar Antártica

Para a identificação da Onda Circumpolar Antártica foi usado a metodologia proposta por [Park et al. \(2004\)](#) que definiu que as variações longitudinais no tempo de uma variável pode ser expressada como a soma dos Harmônicos de Fourier, que são compostas por propagações de oeste e leste. A onda estacionária pode ser definida como sendo a soma de duas ondas com amplitudes iguais, porém se propagando em sentidos opostos. Sendo assim, a soma dos Harmônicos de Fourier pode ser expressada em uma componente que expressa a onda estacionária e a outra a propagação para leste ou oeste ([PARK et al., 2004](#); [GIAROLLA; MATANO, 2013](#)). As demonstração matemática da técnica pode ser consultado em [Park et al. \(2004\)](#), onde usou tal metodologia para identificação da Onda Circumpolar Antártica e interação do El Niño - Oscilação Sul. Nesta tese, os resultado foram demonstrados utilizando o gráfico de Hovmoller (Seção 3.5.1) da componente de propagação para leste discutido anteriormente.

3.5.1 Diagrama de Hovmöller

O diagrama foi proposto por [Hovmöller \(1949\)](#) com a finalidade de verificar como as anomalias no Hemisfério Norte se propagava no tempo e espaço em uma determinada faixa de latitude. Geralmente, o diagrama apresenta nos eixos das abscissas, as longitudes, e nos eixos das coordenadas se encontram os tempos. Dessa forma, através do diagrama fixado em uma latitude ou uma média de uma área latitudinal pode-se verificar a propagação das anomalias no tempo, como pode ser visto na [Figura 3.7](#) abaixo:

Figura 3.7 - Exemplo de Diagrama Hovmöller (longitude - tempo) aplicado em anomalias mensais de Temperatura média do Ar.



Fonte: Bian e Lin (2012).

3.6 Métricas de avaliação dos experimentos (análise estatística)

3.6.1 Análise exploratória dos dados

Com a finalidade de realizar uma caracterização dos dados dos experimentos Histórico e Controle do BESM, além das outras fontes de dados para os anos que compreende de 1982 a 2005, será aplicado uma estatística descritiva nos dados. Foi usado como técnica descrita o gráfico *heatmap* para descrever o ciclo sazonal do gelo

marinho, objeto principal deste estudo. A partir dessa análise foi gerado as outras análises de impacto das mudanças do gelo marinho na variáveis oceânicas.

3.6.2 Acurácia dos experimentos

Com o objetivo de verificar a acurácia das simulações que serão realizadas com o modelo BESM e demais modelos utilizados em relação as reanálises e satélites, será aplicado para todas as variáveis descritas anteriormente a análise objetiva proposta por Wilks (2011) como própria para natureza dos dados aqui apresentado. Portanto, será analisado o EAM, REQM e Erro Médio (EM).

De acordo com Wilks (2011) se o EAM for igual à zero, significa que a simulação foi perfeita. É dado pela seguinte fórmula:

$$EAM = 1/n * \sum_{k=1}^n |Simulado - Observado|, \quad (3.1)$$

A Raiz do Erro Quadrático Médio é similar ao EAM, dando a magnitude do erro. Como pode ser verificado na equação abaixo:

$$REQM = \sqrt{1/n * \sum_{k=1}^n (Simulado - Observado)^2}, \quad (3.2)$$

Por fim, o EM é o viés entre o observado e simulado, fornecendo assim se os experimentos estão subestimando ou superestimando os dados ditos como referências.

$$EM = Observado_{m\u00e9dio} - Simulado_{m\u00e9dio}, \quad (3.3)$$

Essa análise também será importante para verificação da representação das características do Oceano Austral, tal como, posição e intensidade da corrente circumpolar Antártica, frentes polar e subantártica.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Representação da simulação do experimento histórico do modelo brasileiro do sistema terrestre acoplado oceano - atmosfera versão 2.5 (BESM-OA 2.5)

Nesta seção do trabalho mostrará a avaliação com métricas objetivas das variáveis Gelo Marinho, Pressão ao Nível Médio do Mar, Temperatura Potencial e Salinidade do oceano. Visto que, essas variáveis serão usadas para descrever a representação da Onda Circumpolar Antártica em seções futuras, além de serem importantes na descrição da representatividade do impacto da OCA no Gelo Marinho, e por sua vez na Água Intermediária Antártica. Dessa forma, a seguir serão apresentados avaliação do ciclo sazonal do gelo marinho, com intuito de verificar como o modelo BESM-OA 2.5 representa a variação sazonal da extensão do gelo marinho em comparação com outros modelos do sistema terrestre usados no CMIP5 e CMIP6. Posteriormente, serão avaliados os impactos da representação do gelo marinho no BESM-OA 2.5 na salinidade sobre a Oceano Atlântico.

4.1.1 Representação do gelo marinho sobre o Oceano Austral e no Mar de Weddell

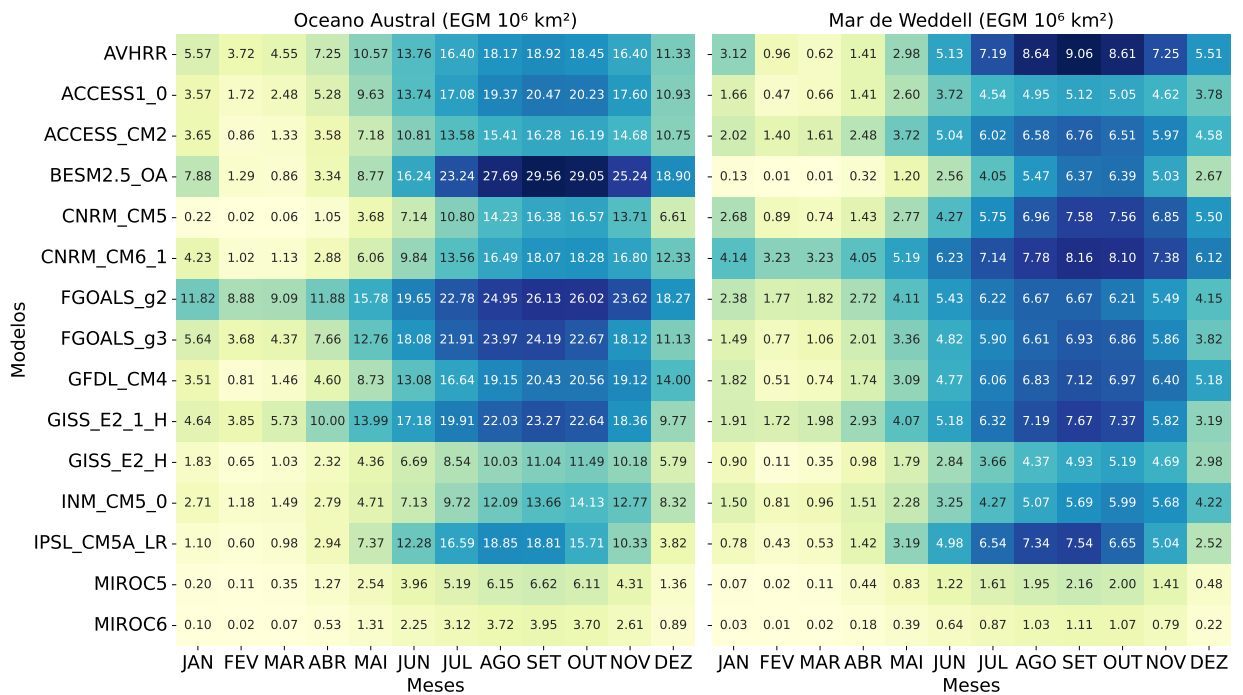
A Figura 4.1 mostra através da representação gráfica heatmap o ciclo sazonal da extensão do gelo marinho em torno do Oceano Austral e no Mar de Weddell para o período de 1982 a 2005. Observa-se que o modelo BESM - OA 2.5 possui o menor valor de EGM no mês de março com $0,86 \times 10^6 \text{ km}^2$ de extensão, por outro lado, a estimativa proveniente do satélite mostra que o mínimo valor de gelo marinho no Oceano Austral acontece no mês de fevereiro, com valor em torno de $3,72 \times 10^6 \text{ km}^2$. Seguindo com análise, nota-se o mesmo resultado quando verifica-se a representatividade do EGM para o Mar de Weddell, cujo o valor mínimo simulado é em média $0,01 \times 10^6 \text{ km}^2$ no mês de março, enquanto é observado em média no MW $0,62 \times 10^6 \text{ km}^2$ no mês de fevereiro.

O modelo BESM-OA versão 2.5 subestima o valor mínimo de gelo marinho, além de deslocar a extensão mínima para o mês de março no Oceano Austral. Dessa forma, diferenciando dos demais modelos analisados, que por sua vez, colocam o valor mínimo de EGM ocorrendo no mês de fevereiro, estando em consonância com os dados estimados pelo satélite. Por outro lado, o BESM-OA representa satisfatoriamente o período que ocorre o máximo valor de EGM em torno do Oceano Austral, contudo, é o modelo que mais superestima os valores observados de gelo marinho para os meses

de agosto - setembro - outubro. Enquanto, para o mês de setembro (mês de máximo valor de EGM) é observado $18,92 \times 10^6 \text{ km}^2$ para o OA e $9,06 \times 10^6 \text{ km}^2$ para o Mar de Weddell, contudo, o BESM-OA versão 2.5 mostra valores $29,56 \times 10^6 \text{ km}^2$ e $6,37 \times 10^6 \text{ km}^2$, respectivamente. Estes resultados estão de acordo com diversos trabalhos (TURNER et al., 2015; CASAGRANDE et al., 2021; VEIGA et al., 2019; SHU et al., 2020; SHU et al., 2015)

Em termos gerais, os modelos BESM-AO 2.5 e FGOALS-g2 são os que mais superestimam sistematicamente a extensão do gelo marinho sobre o Oceano Austral e no Mar de Weddell. Por outro lado, os modelos MIROC5 e MIROC6 praticamente não possuem gelo em torno do continente Antártico, subestimando significativamente todos os meses do ano. Esse aspecto será importante na avaliação da injeção de sal e transporte de água doce na análise da AAIW ao longo do oceano Atlântico, pois esse mecanismo é a principal contribuição do gelo marinho na formação da AAIW na bacia do oceano Atlântico, sendo o objeto de estudo deste trabalho.

Figura 4.1 - Heatmap do ciclo sazonal da extensão gelo marinho ($\times 10^6 \text{ km}^2$) em torno do Oceano Austral e Mar de Weddell entre os anos de 1982 até 2005, proveniente das imagens de satélite do National Snow and Ice Data Center (NSIDC).

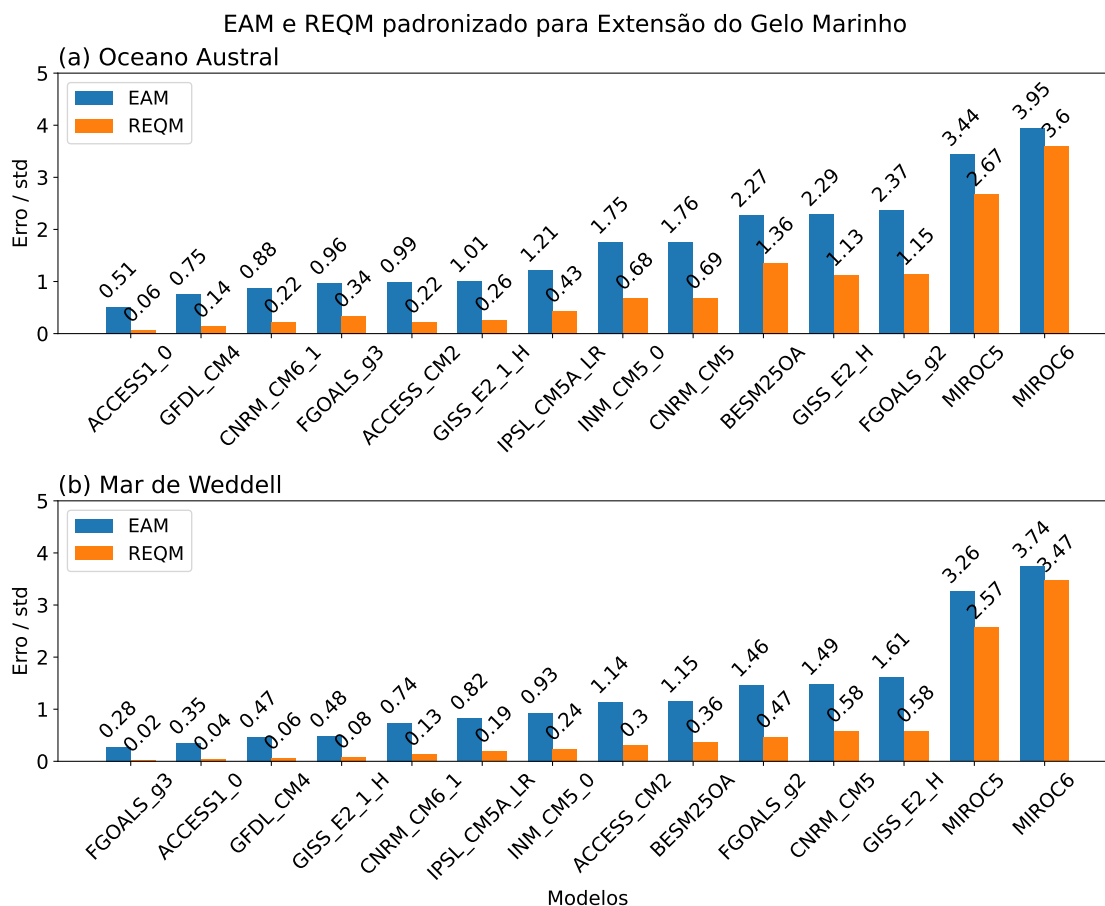


Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.2 mostra a avaliação para o ciclo sazonal da extensão do gelo marinho em torno do Oceano Austral (Figura 4.2a) e Mar de Weddell (Figura 4.2b) entre os anos de 1982 a 2005. Foi usado as métricas do Erro Absoluto Médio (EAM) e o Erro Quadrático Médio (EQM) para ranquear de forma crescente os erros dos modelos. Para isso foi mostrado os valores dos erros padronizados através do desvio padrão dos erros dos modelos avaliados. Dessa forma, observou-se que os modelos ACCESS1-0 e FGOALS-g3 apresentaram os menores erros entre os avaliados neste trabalho para o Oceano Austral e Mar de Weddell, respectivamente. Na outra perspectiva verifica-se que os modelos MIROC5 e MIROC6 possuem os maiores erros tanto para o Oceano Austral e no Mar de Weddell. Esse diagnóstico é devido que estes modelos como foi mencionado anteriormente, possuem pouco gelo ao longo de todos os meses do ano.

O modelo BESM - OA versão 2.5 para o Oceano Austral apresentou um MAE e EQM padronizado com valores de 2,34 e 1,39, respectivamente. Já para o Mar de Weddell verificou-se uma diminuição dos erros, com MAE apresentando valor de 1,19 e EQM igual a 0,38. Essa condição mostra que de forma geral o modelo BESM-OA 2.5 possui uma melhor representatividade para o Mar de Weddell, quando comparado com todo o Oceano Austral. Notou-se também que no ranqueamento o BESM ficou na posição décimo primeiro entre os 15 modelos avaliados para o Oceano Austral. Por outro lado, no Mar de Weddell ficou em nono. Esse fato, é devido que nos meses de máximo extensão do gelo marinho o BESM-OA 2.5 é o que mais superestima entre os modelos avaliados, com valor de $10,64 \times 10^6 \text{ km}^2$ a mais do que é observado pelo satélite.

Figura 4.2 - Gráfico que correspondem ao ranqueamento do Erro Absoluto Médio (EAM) e Erro Quadrático Médio (EQM) padronizados para o Ciclo Sazonal da Extensão do Gelo Marinho entre os anos de 1982 a 2005 para o Oceano Austral (a) e Mar de Weddell (b).



Fonte: Autoria própria.

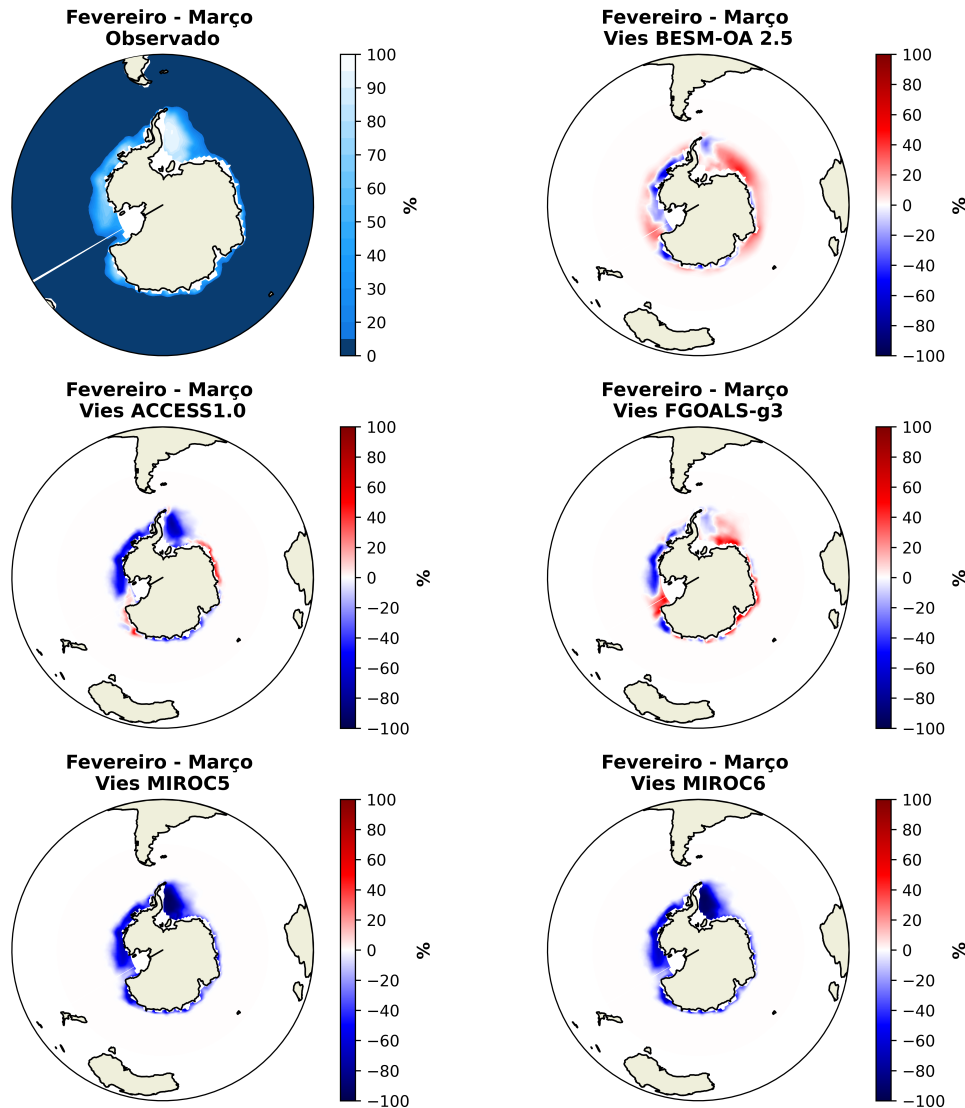
A Figura 4.3 mostra a climatologia da Concentração do Gelo Marinho (%) para os meses de fevereiro e março (de acordo com a Figura 4.1 é o período de mínima extensão do gelo marinho) para o Oceano Austral proveniente das estimativas das imagens de satélite entre os anos de 1982 a 2005 (painel superior à esquerda da Figura 4.3). Além disso, mostra os campos de erros médios (nesse trabalho chamados de viés) para o modelo BESM-OA versão 2.5 e os modelos discutido anteriormente que representam melhores a EGM no Oceano Austral (ACCESS1.0) e no Mar de Weddell (FGOALS-g3). Além disso, para efeito de comparação com intuito posterior de discutir os efeitos da representação do gelo marinho na AAIW e ACW, foi verificado os modelos MIROC versão 5 e 6, que são modelos que subestimam o SIE

em todos os períodos do ano, de acordo com a Figura 4.1.

Nota-se que em torno do Oceano Austral observou-se que na região do Mar de Weddell é a porção que mais observou-se gelo marinho no período de fevereiro e março (painel superior à esquerda da Figura 4.3). Isso ocorre devido à atuação do efeito dinâmico de empilhamento de massa na costa leste da Península Antártica devido a atuação do Giro ciclônico do Mar de Weddell, que mesmo com a forçante termodinâmica de derretimento no outono austral, não possui energia o suficiente para derreter a massa de gelo presente na região. Nas outras regiões do OA, isso não ocorre devido que são caracterizados como mares abertos, sendo assim, apresentando menor empilhamento de massa na costa. Exceto a região do Mar de Ross, que possui um giro semelhante ao que é observado no MW (WINTON, 2000; TURNER et al., 2016; PARKINSON, 1998)

O BESM - OA 2.5 como mostrado na Figura 4.3 abaixo, possui um superestimação em praticamente todo o Oceano Austral da Concentração do Gelo Marinho, entretanto, perto da costa da Antártica observa-se vieses negativos, principalmente, no Pacífico Oeste, Mares de Amundsen e Bellingshausen e próximo da Península Antártica sobre o Mar de Weddell. Por outro lado, observa-se que o modelo ACCESS1.0 que apresentou os melhores resultados para avaliação do ciclo sazonal da EGM (Figura 4.2), apresentou vieses sistemáticos negativos menores que -40 % de gelo do que é observado, principalmente, no Mar de Weddell e nos mares que ficam no Pacífico. Por outro lado, o FGOALS-g3 possui os menores vieses, mas apresenta tais como os demais modelos analisados erros sistemáticos de inserir menos gelo do que é observado no Mar de Amundsen e Bellingshausen. Para o Mar de Weddell, por sua vez, resolve muito parecido com o BESM- OA 2.5, visto que, inserir vieses negativos perto da Península Antártica e positivos na porção mais a leste do MW. Os modelos MIROC5 e MIROC6 como mencionado anteriormente, subestima todas as regiões em torno da Antártica no período analisado.

Figura 4.3 - Imagem que mostra a climatologia para os meses de fevereiro e março (caracterizado como o período de mínima extensão do gelo marinho) da Concentração do Gelo Marinho para o Oceano Austral entre o período de 1982 a 2005 proveniente das observações do satélite (primeiro painel superior a esquerda). Os demais painéis mostram o erro médio (viés) para o BESM-OA 2.5, ACCESS 1.0, FGOALS-g3, MIROC5 e MIROC6.

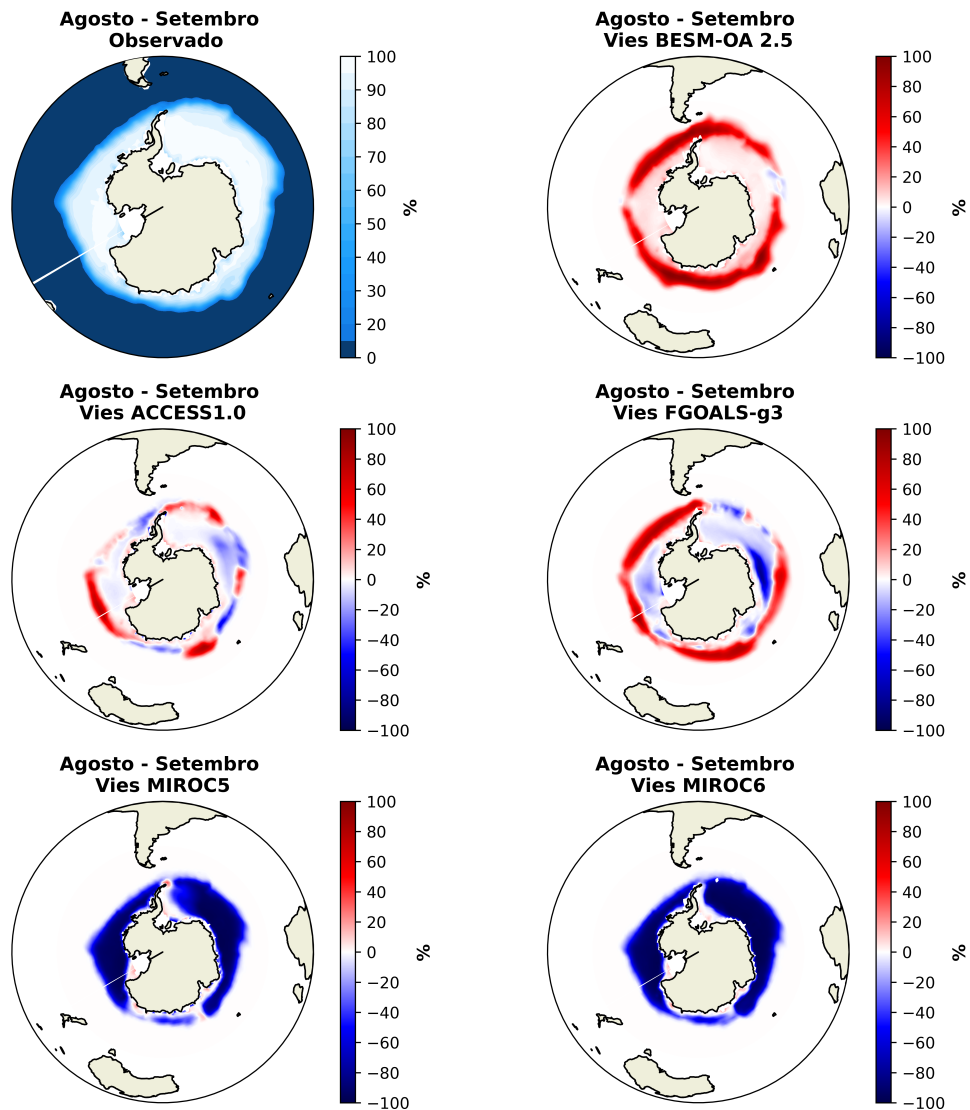


Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.4 mostra a mesma análise do que a Figura 4.3 mostrada anteriormente, porém agora para o período que observa-se a máxima extensão e concentração do gelo marinho em torno do Oceano Austral. Nesse período predomina o efeito termodinâmico de congelamento da água do mar, portanto, os efeitos dinâmicos são menos perceptíveis, contudo, são importantes para a variabilidade do gelo ao longo

do tempo. Nota-se que o BESM-OA 2.5 apresenta erros sistemáticos positivos em todo o Oceano Austral, concordando com o heatmap mostrado anteriormente. Essa representação do gelo marinho também é visto do FGOALS-g3, contudo, esse modelo apresenta vieses negativos próximo da costa Antártica no Mar de Ross, Mar de Weddell, e principalmente, no Oceano Índico. Por outro lado, verificou-se que o ACCESS 1.0 apresentou os menores vieses para todo o OA. Além disso, notou-se que os modelos MIROC5 e MIROC6 subestimam o gelo marinho em todas as partes do Oceano Austral.

Figura 4.4 - Imagem que mostra a climatologia para os meses de agosto e setembro (caracterizado como o período de máxima extensão do gelo marinho) da Concentração do Gelo Marinho para o Oceano Austral entre o período de 1982 a 2005 proveniente das observações do satélite (primeiro painel superior a esquerda). Os demais painéis mostram o erro médio (viés) para o BESM-OA 2.5, ACCESS1.0, FGOALS-g3, MIROC5 e MIROC6.



Fonte: Autoria própria.

4.1.2 Representação do impacto do gelo marinho na salinidade sobre o Mar de Weddell e o Oceano Atlântico

A Figura 4.5 possui o objetivo de comparar a representação da rejeição do sal devido ao crescimento do gelo marinho ao longo do ano. Dessa forma, foi verificado

a representação do perfil de salinidade nos primeiros 400 metros de profundidade dos modelos discutidos nas Figuras 4.3 e 4.4, levando em consideração os pontos E e D pré-definidos na Seção 3 de Material e Métodos considerando o período de mínimo (fevereiro e março) e máxima (agosto e setembro) Extensão do Gelo Marinho. Como dado de referência para salinidade foi usado o banco de dados proveniente do WOA18.

Nota-se na Figura 4.5a e 4.5c que os modelos BESM-OA 2.5 e ACCESS 1.0 são os que possuem menores valores de salinidade em superfície nos dois pontos avaliados nos períodos de mínimo e máximo SIE. Por outro lado, o FGOALS-g3 no ponto E (Figura 4.5a) apresentou no período de fevereiro e março os valores mais próximos da referência, contudo, em agosto e setembro verificou-se que é o modelo que contém maior quantidade de sal em subsuperfície dos modelos avaliados. No ponto D também o FGOALS-g3 mostra-se com os maiores valores de salinidade nos primeiros 400 metros, entretanto, perto da superfície possuem uma representação similar do MIROC5, com valor de salinidade prática média de 34,5 psu, enquanto é observado valores aproximadamente igual 33,9 psu pelo WOA18.

Para a estimativa da rejeição de sal devido ao crescimento da presença de gelo marinho nos pontos escolhidos, foi feita a subtração nos primeiros 400 metros de profundidade da salinidade média do período de agosto - setembro em relação ao período de fevereiro - março. Observou-se que no Ponto E (próximo a costa da Península Antártica) o modelo ACCESS 1.0 apresentou os maiores valores médios de rejeição de sal, com valor superior a 2 psu. Logo em seguida, verificou-se que o BESM-OA 2.5 apresentou um aumento na salinidade entre 1,5 a 2,0 psu. Enquanto, os modelos MIROC5, FGOALS-g3 e MIROC6 simulam um aumento de 0,5 a 1,0 psu. Esse fato, mostrou que o modelo MIROC6 foi o que mais se aproximou da representação observada nos perfis do WOA18 em relação ao aumento da salinidade perto da costa da Península Antártica.

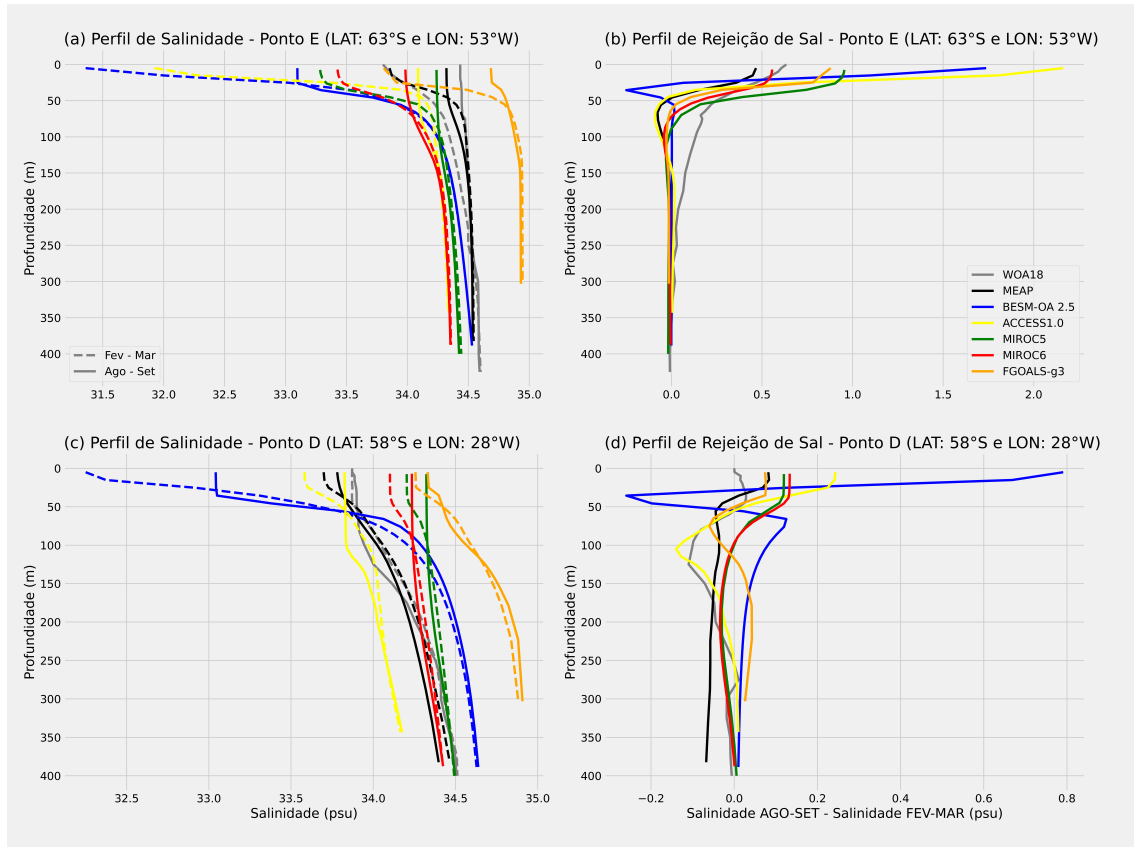
O modelo BESM-OA 2.5 e ACCESS 1.0 mostra um forte aumento do sal nos primeiros 25 metros, contudo, verifica-se que próximo aos 50 metros de profundidade os dois modelos mostraram uma perda da salinidade, tanto no ponto E e D. Essa representação não foi observada no perfil do WOA18 no Ponto E, que possui um ganho de sal até os 300 metros de profundidade. Entretanto, verificou-se que no Ponto D o WOA18 apresentou uma perda de salinidade, a partir dos 50 metros, mas o BESM-OA 2.5 nesse ponto retorna ter um ganho de salinidade.

Observa-se que o modelo BESM-OA 2.5 no Ponto D, caracterizado como mar aberto,

é o que possui maior rejeição de sal entre todos, com valor aproximadamente 0,8 psu. O BESM é o modelo que mais superestima a Extensão do Gelo Marinho em torno do Oceano Austral, ou seja, é o que mais forma gelo em agosto - setembro (Figura 4.4). Um dos principais processos do aumento de sal no período de máximo SIE, é o fato que quando o gelo marinho se forma o sal contido na água congelada é precipitada para camadas subjacentes do oceano, fazendo com que aumente a concentração de sal nas camadas logo abaixo do gelo marinho. Portanto, os modelos numéricos do sistema terrestre que formam mais gelo do que é observado, tendem a inserir mais sal nas primeiras camadas do oceano. Portanto, como o BESM-OA 2.5 e ACCESS 1.0 são os modelos que possuem um viés sistemático de inserir mais gelo próximo ao ponto D, esse fato explica porque os modelos citados apresentam mais injeção de sal no ponto analisado.

O perfil oriundo do banco de dados do MEAP para o ano de 2008, mostrou que o aumento de sal entre o período de mínimo e máximo extensão do gelo marinho é bem representado pelos modelos analisados. Entretanto, deve-se ressaltar que o perfil usado pelo MEAP representa somente um ano de dado.

Figura 4.5 - Perfil de salinidade no período climatológico de mínima Extensão do Gelo Marinho sobre o Oceano Austral (Fevereiro e Março) representado na figuras pela linha tracejada e o perfil vertical de salinidade no período da máxima SIE (Agosto e Setembro) representado pela linha contínua. (a) Perfil de Salinidade e (b) Perfil de rejeição de sal para o Ponto E (Lat: 63°S e Lon: 53°W); (c) Perfil de Salinidade e (d) Perfil de rejeição de sal para o Ponto D (Lat: 58°S e Lon: 28°W).

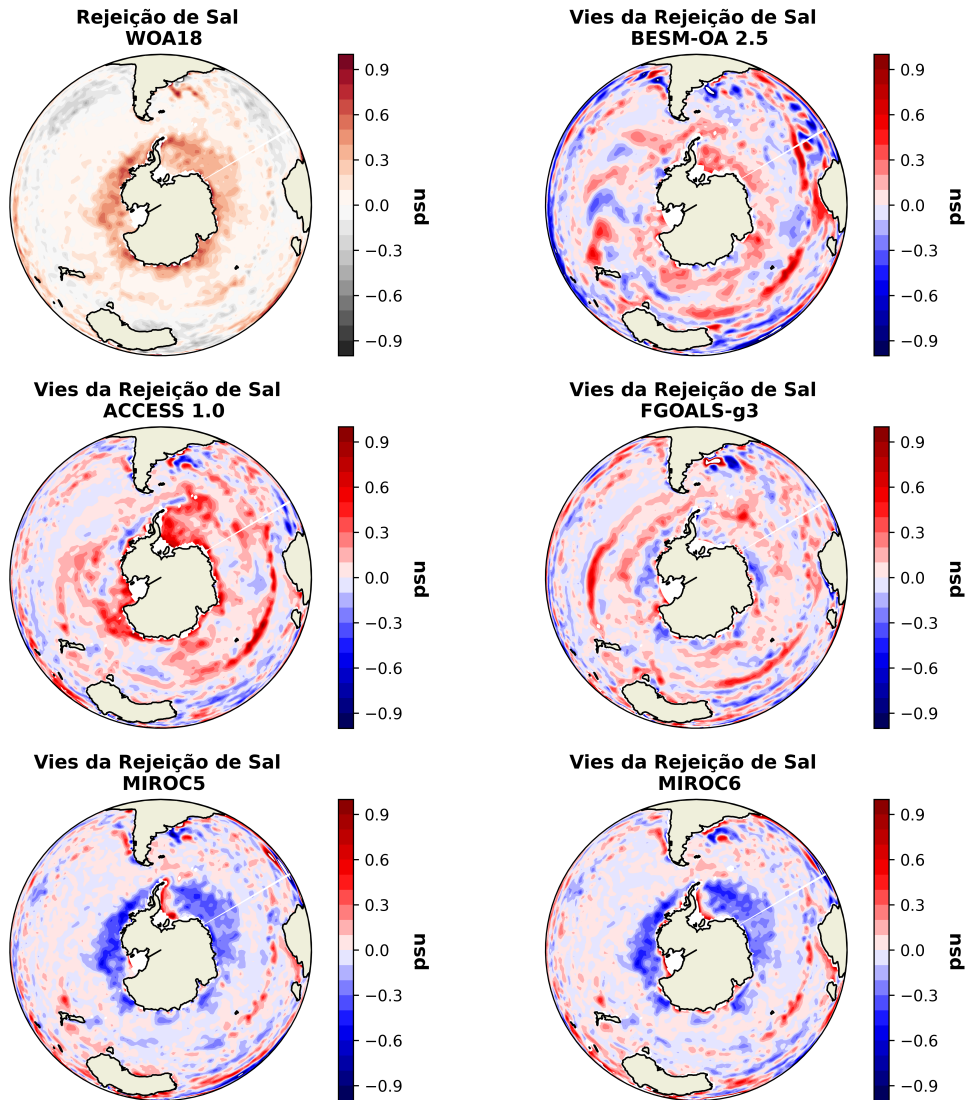


Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.6 mostra o viés para o processo de rejeição de sal entre a superfície e 50 metros de profundidade no oceano entre os modelos discutidos em tópicos anteriores usando como dado de referência o WOA18. Notou-se que o modelo BESM-OA 2.5 superestima a precipitação de sal oriundo da formação de gelo marinho no Oceano Austral, tal como, em torno do continente Antártico, principalmente, no Oceano Índico, oeste do Oceano Pacífico e no Mar de Ross. Nos mares de Bellingshausen e Amundsen nota-se que os vieses positivos estão próximos ao estreito de Drake ao norte da Península Antártica. O modelo FGOALS-g3 possui vieses positivos no extremo norte do Mar de Weddell e vieses negativos mais próximos à costa do continente Antártico. Além disso, os maiores vieses de injeção de sal estão localizados

nos mares de Bellingshausen e Amundsen, onde é a porção do OA que o modelo mais superestima o gelo marinho no período máximo (de acordo com a Figura 4.4). Por sua vez, o ACCESS 1.0 é o principal modelo que superestima a injeção de sal no Mar de Weddell, com valores de viés que superam 0,6 psu de concentração de sal nos primeiros 50 metros do oceano. Por fim, verificou-se que os modelos MIROC5 e MIROC6 subestimam a precipitação de sal, sugerindo que a pouca formação de gelo verificada nas Figuras 4,2 e 4,3 colaboram para os vieses encontrados na Figura 4.6 a seguir.

Figura 4.6 - Rejeição de sal espacial na camada entre a superfície e 50 metros de profundidade sobre o Oceano Austral entre os anos de 1982 até 2005. Os valores positivos significam que houve um ganho de sal entre o período de fevereiro - março e agosto - setembro, vice-versa.



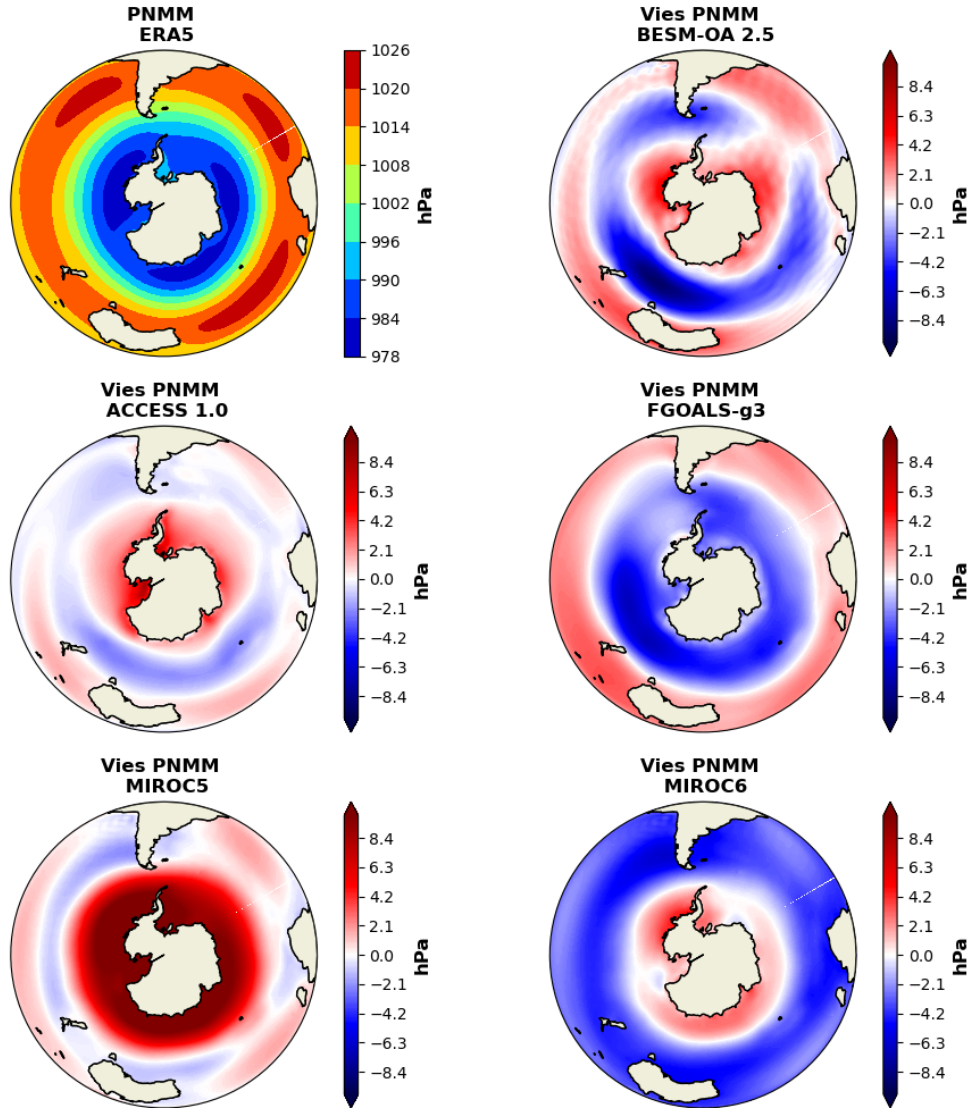
Fonte: Autoria própria.

4.1.3 Representação da Pressão ao Nível Médio do Mar

A Figura 4.7 mostra o campo do erro médio para Pressão ao Nível Médio do Mar para o hemisfério sul, contemplando o Oceano Austral para o período de 1982 até 2005 usando o dado de referência do ERA5 para os modelos BESM-OA 2.5, ACCESS 1.0, FGOALS-g3, MIROC5 e MIROC6. Verificou-se que o modelo BESM-OA 2.5 mostra um viés sistemático negativo ao longo do Oceano Austral, com valores menores do

que 8 hPa ao sul da Austrália. Perto do continente Antártico o erro médio mostra que o modelo superestima a pressão até 6 hPa. Por outro lado, o FGOALS-g3 subestima os valores do ERA5 toda a região do Oceano Austral, de forma posta o MIROC6 possui valores de viés positivos sobre o Oceano Austral, mostrando um diminuição de erros sistemáticos que era encontrado na versão 5 do modelo. Por fim, o modelo ACCESS 1.0 possui os menores vieses no campo de PNMM, mas apresenta o dipolo com vieses positivos perto da costa do Continente Antártico e vieses negativos em torno das regiões de maior gradiente de pressão observadas no ERA5.

Figura 4.7 - Campo do Erro Médio da Pressão ao Nível Médio do Mar em hPa (PNMM) no Hemisfério Sul, contemplando o Oceano Austral entre o período de 1982 até 2005 com o dado de referência ERA5 para os modelos BESM-OA 2.5, ACCESS 1.0, FGOALS-g3, MIROC5 e MIROC6.



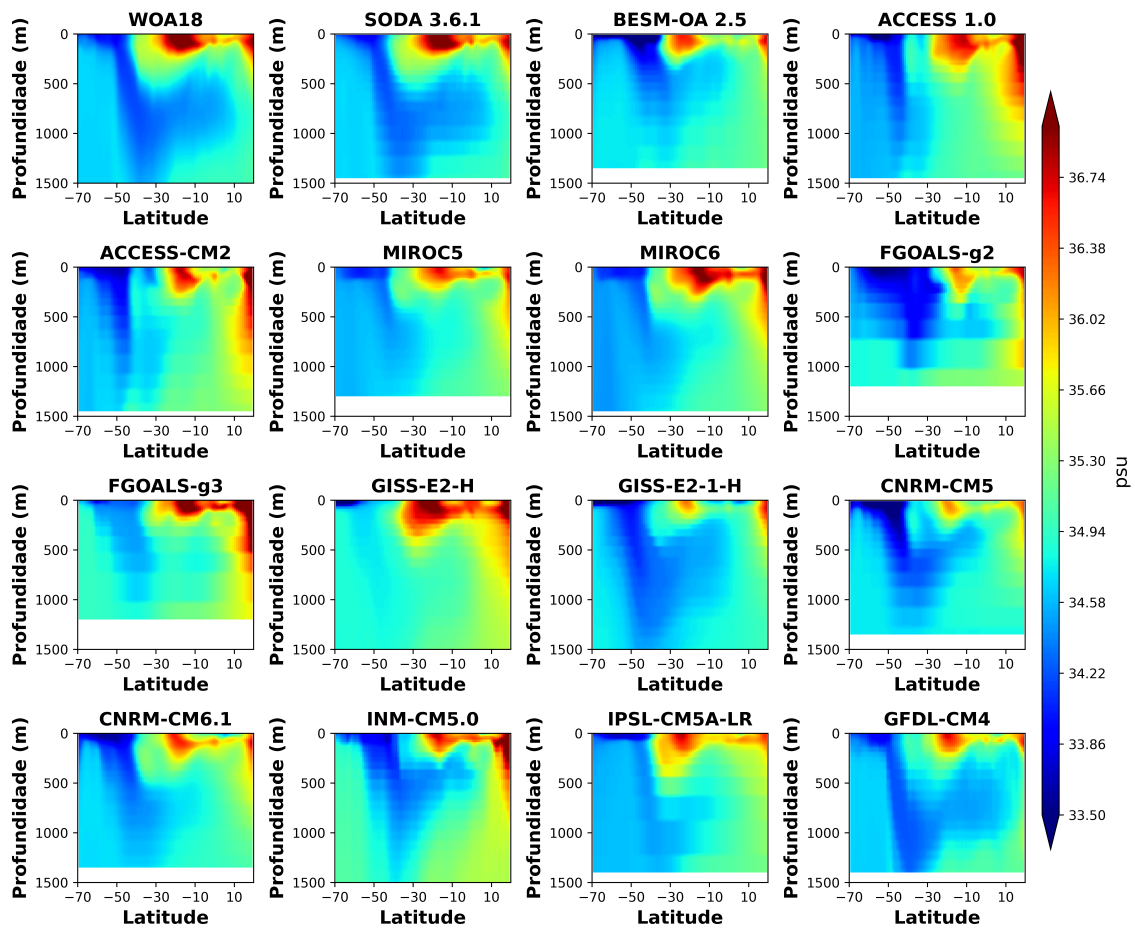
Fonte: Autoria própria.

4.2 Modulação da Água Intermediária Antártica no Oceano Atlântico

A Figura 4.8 mostra a estrutura vertical da salinidade média entre o período de 1982 a 2005 para secção de longitude de 30°S e latitude de 70°S até 20°N no Oceano Atlântico. Nota-se que existe um “língua” de água menos salina que se forma em torno de 50°S e se propaga para o norte até aproximadamente 10°N de acordo com WOA18. Essa língua de água menos salina possui profundidade até 1400 m entre

as latitudes de 40°S e 20°S , ficando mais rasa em regiões equatoriais. Este aspecto é evidente também no SODA 3.6.1 onde nota-se que entre 40°S e 20°S possui uma profundidade de até 1500 metros, ficando mais raso (em torno de 1000 metros) entre 20°S a 20°N . Esse sinal é característico da Água Intermediária Antártica que possui sua formação em torno de 50°S a partir da transformação da Água subantártica Model com característica de ter salinidades entre 34,2 e 34,4 psu, assim como, é observada nos padrões do WOA18 e SODA 3.6.1 (MCCARTNEY, 1977). Os modelos apresentados na Figura 4.8 possuem a formação do afundamento de uma “língua” menos salina em 50°S , exceto no modelo GISS-E2-H onde não fica claro o afundamento. Os modelos BESM-OA 2.5, GISS-E2-1-H, CNRM-CM5, CNRM-CM6.1, INM-CM5.0, FGOALS-g2, IPSL-CM5A-LR e GFDL-CM4 representam a propagação para norte desta área com menor salinidade até 1500 m. Os demais modelos, mostram um afundamento, mas aparentemente possui uma deficiência na propagação na direção norte de água intermediárias menos salina. Além disso, modelos como MIROC5 e MIROC6 possuem pouca propagação, ou seja, a estrutura menos salina não ultrapassa os 20°S .

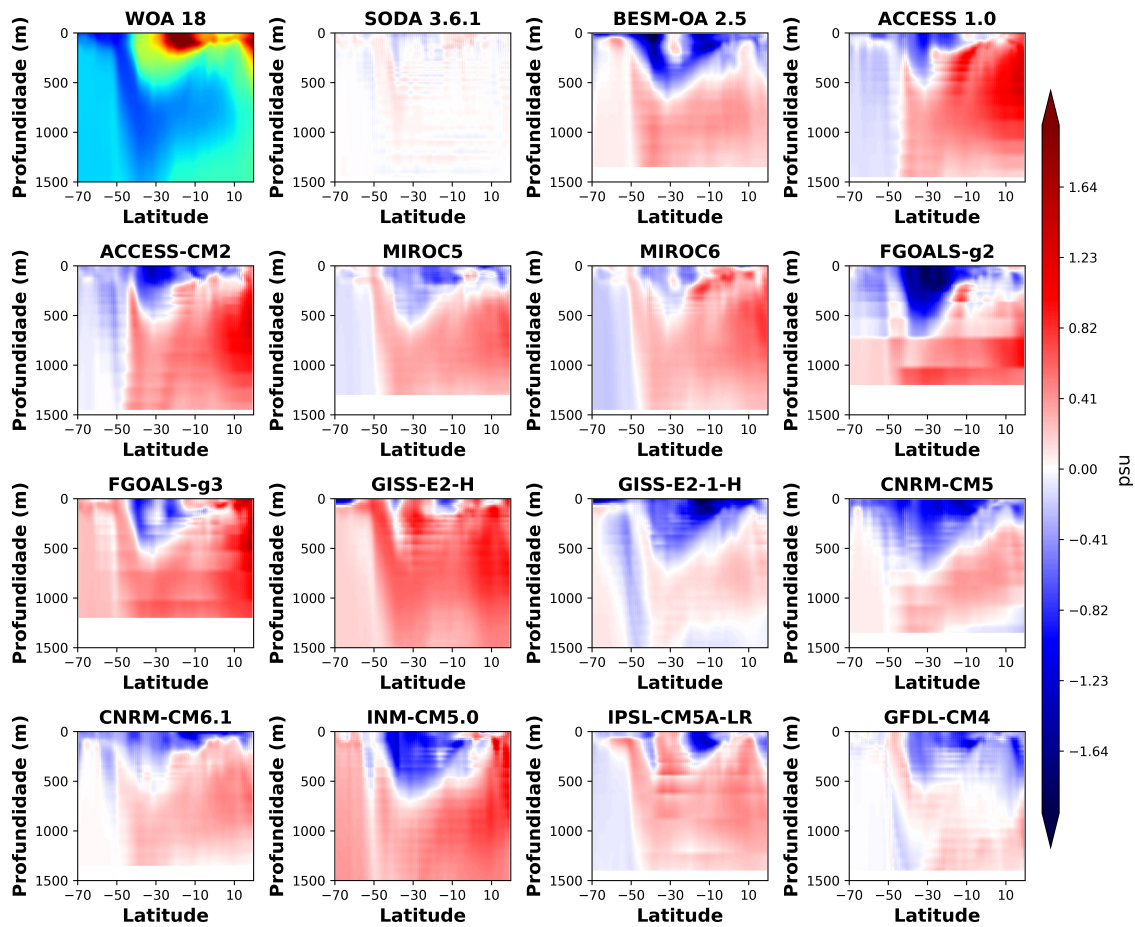
Figura 4.8 - Estrutura vertical da salinidade média entre o período de 1982 a 2005 ao longo de 30°S entre as latitudes de 70°S a 20°N sobre o Oceano do Atlântico.



Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.9 mostra os campos de erros médios (vieses) para estrutura vertical (Figura 4.8) de salinidade entre o período de 1982 a 2005 ao longo de 30°S entre as latitudes de 70°S a 20°N sobre o Oceano Atlântico. O dado de referência SODA 3.6.1 foi calculado o erro médio, e mostrou uma ótima similaridade com o campo do WOA18. Na maioria dos modelos trabalhados no presente estudo, mostrou vieses negativas de salinidade em relação ao WOA18 nos primeiros 500 metros de profundidade, entretanto, profundidades maiores do que 500 metros todos os modelos praticamente possuem erros médios positivos. Destaca-se que o modelo BESM-OA .5 subestimou a concentração de sal em até 2 psu na região de formação da língua menos salina. Por outro lado, observou-se que os modelos GISS-E2-H e FGOALS-g3 praticamente superestimaram a concentração de sal nos 1500 metros do oceano.

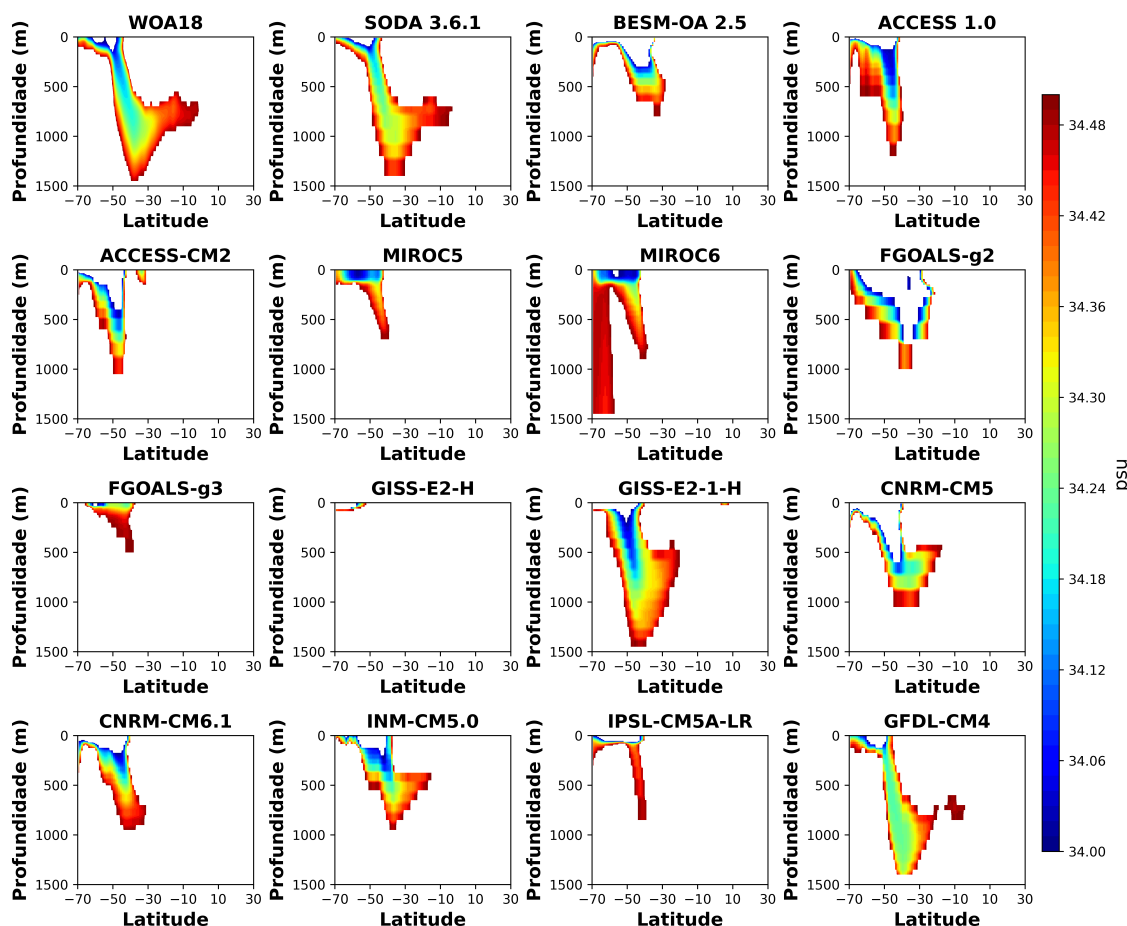
Figura 4.9 - Viés da salinidade na vertical entre o período de 1982 a 2005 ao longo de 30°S entre as latitudes de 70°S a 20°N sobre o Oceano do Atlântico.



Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.10 mostra a região entre a superfície do oceano e 1500 metros de profundidade com salinidade prática nas características da Água Intermediária Antártica (AAIW), ou seja, de acordo com (MCCARTNEY, 1977) a AAIW é caracterizada na faixa de 34,2 a 34,5 psu. Portanto, abaixo será mostrado exatamente essa faixa de salinidade nos modelos analisados. Notou-se que o modelo GISS-E2-H praticamente não existe água com as características da AAIW, ficando restrito somente a superfície entre 70°S e 50°S. O modelo BESM-OA 2.5 possui um afundamento dessas características até aproximadamente 800 metros, entre as latitudes 50°S e 30°S, entretanto, não observa-se uma expansão para o norte, como foi visto nos dados do WOA18 e SODA 3.6.1. Os modelos que possuem uma melhor propagação latitudinal são o GFDL-CM4, INM-CM5 e GISS-E2-1-H, visto que as características são identificadas aproximadamente até 10°S.

Figura 4.10 - Estrutura vertical da Água Intermediária Antártica simulada pelos modelos usados no CMIP5 e CMIP6, entre o período de 1982 até 2005. A AAIW foi determinada através da faixa de salinidade prática de 34 psu até 34,5 psu. Linha pontilhada indica a densidade em kg/m^3 . A densidade típica da AAIW é 27.2 a 27,4 kg/m^3 .



Fonte: Autoria própria.

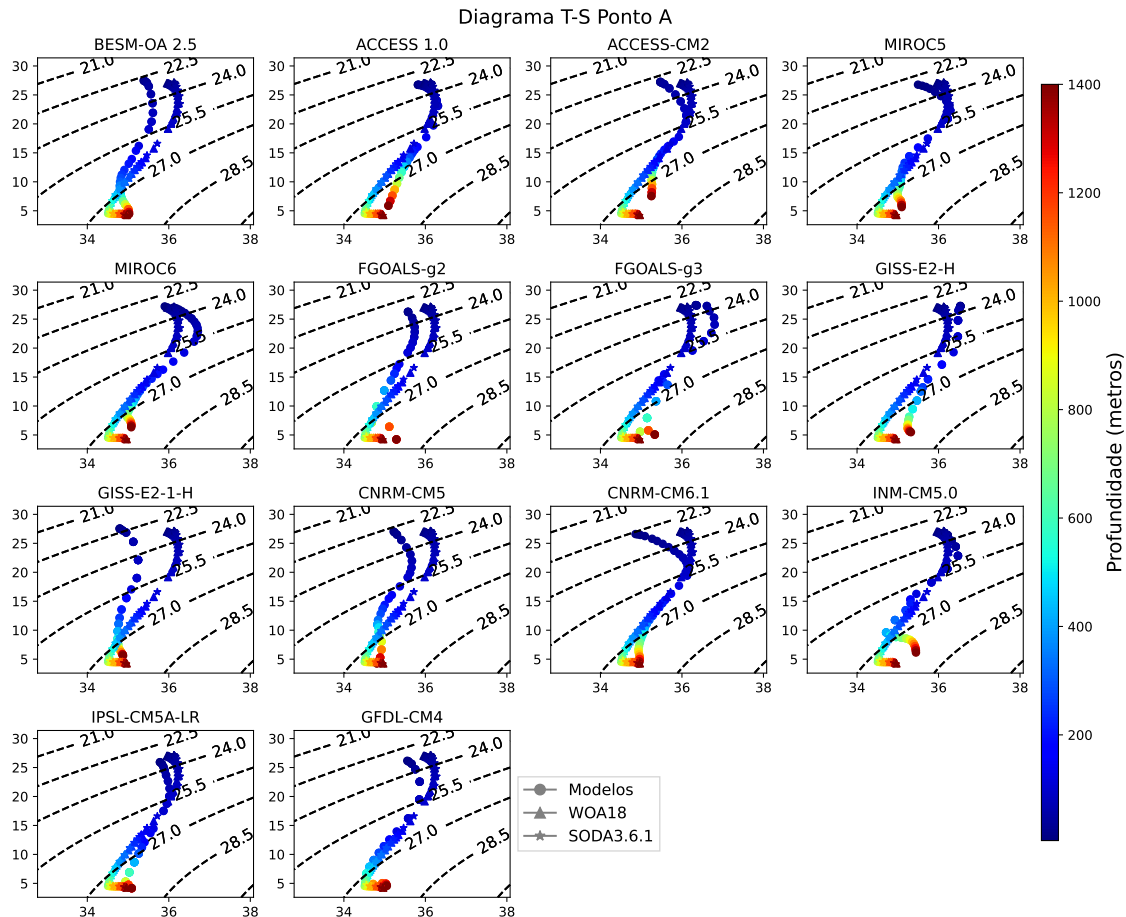
A Figura 4.11 abaixo mostra diagramas T-S (Temperatura e Salinidade) dos primeiros 1500 metros do oceano para o Ponto A (Lon: 30°W e Lat: 0°) visto na Figura 3.1, com intuito de verificar a representatividade da AAIW pelos modelos acoplados oriundo do CMIP5 e CMIP6. Para análise foi caracterizado a AAIW como sendo a curvatura no perfil T-S que indica a região de menor salinidade vertical. Notou-se que o modelo GFDL-CM4 possui a melhor representação do sinal da Água Intermediária Antártica na região equatorial do globo. Esse resultado está de acordo com a estrutura vertical observada na Figura 4.8, que mostrou que este modelo apresenta uma concordância espacial clara com WOA18 e SODA 3.6.1, além de representar

bem as características salinas da AAIW (Figura 4.10).

O modelo BESM-OA 2.5 apresenta a curvatura característica da AAIW menos densa do que é observado nos dados de referência, que mostra uma densidade maiores do que 27 kg/m^3 , contudo o BESM mostra a Água Intermediária Antártica menor do que 27 kg/m^3 . Essa característica é observada na Figura 4.10, visto que o modelo não representa em torno da linha do equador águas com característica da AAIW. Portanto, como visto na Figuras 4.8 e 4.9 o BESM-OA 2.5 possui vieses positivos na região que encontra-se a AAIW, sendo assim, indicando que apresenta uma maior fluutuabilidade do que é observada nos dados de referência. Outros modelos apresentam essa característica, tal como, INM-CM5.0 e FGOALS-g2.

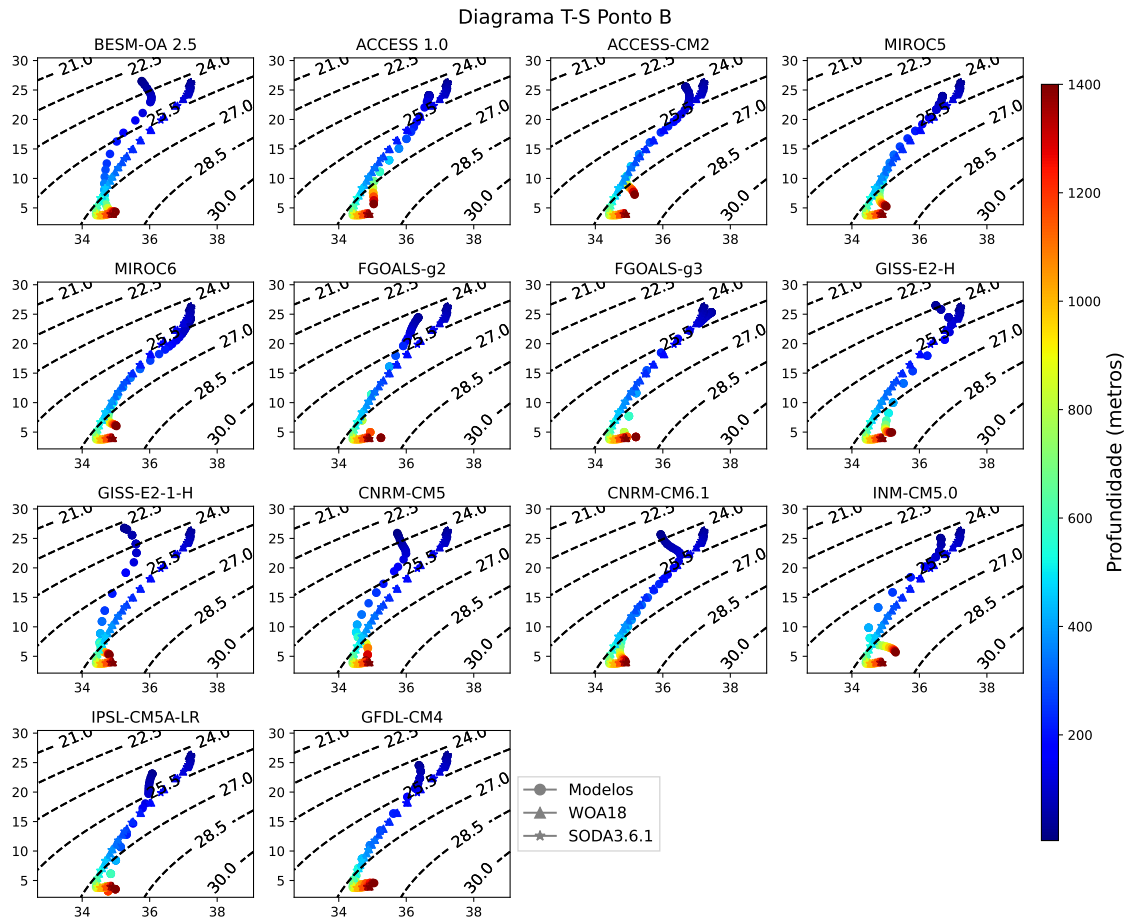
Os modelos ACCESS 1.0, ACCESS-CM2, MIROC5, MIROC6, FGOALS-g3, GISS-E2-H, GISS-E2-1-H, CNRM-CM5, CNRM-CM6.1 e IPSL-CM5A-LR não possui um sinal clara da AAIW no Diagrama T-S sobre a linha do equador. Esses resultados estão em conformidade com as demais análises, onde não apontaram características proveniente da Água Intermediária Antártica.

Figura 4.11 - Diagrama T-S (Temperatura e Salinidade) para o Ponto A (Lon: 30°W e Lat: 0°) para os primeiros 1500 metros de profundidade do oceano utilizando o BESM-OA 2.5 e os modelos oriundo do CMIP5 e CMIP6. Linha pontilhada indica a densidade em kg/m³. A densidade típica da AAIW é 27.2 a 27,4 kg/m³.



A Figura 4.12 faz a mesma análise da Figura 4.11 anterior, entretanto para o Ponto B mostrado na Figura 3.1 (lon: 30°W e lat: 15°S). Nota-se que o GFDL-CM4 e FGOALS-g2 possuem as melhores representações da AAIW. Por outro lado, os modelos FGOALS-g3, MIROC5, MIROC6 e GISS-E2-H não possuem um sinal claro da AAIW. Tal como mostrado anteriormente, o modelo BESM-OA 2.5 possui o sinal da AAIW, contudo, com densidade inferior do que é observado no WOA18 e SODA 3.6.1. Além do BESM, o modelo INM-CM5.0 também simula uma Água Intermediária Antártica com mais flutuabilidade.

Figura 4.12 - Diagrama T-S (Temperatura e Salinidade) para o Ponto B (Lon: 30°W e Lat: 15°S) para os primeiros 1500 metros de profundidade do oceano utilizando o BESM-OA 2.5 e os modelos oriundo do CMIP5 e CMIP6. Linha pontilhada indica a densidade em kg/m³. A densidade típica da AAIW é 27.2 a 27,4 kg/m³.

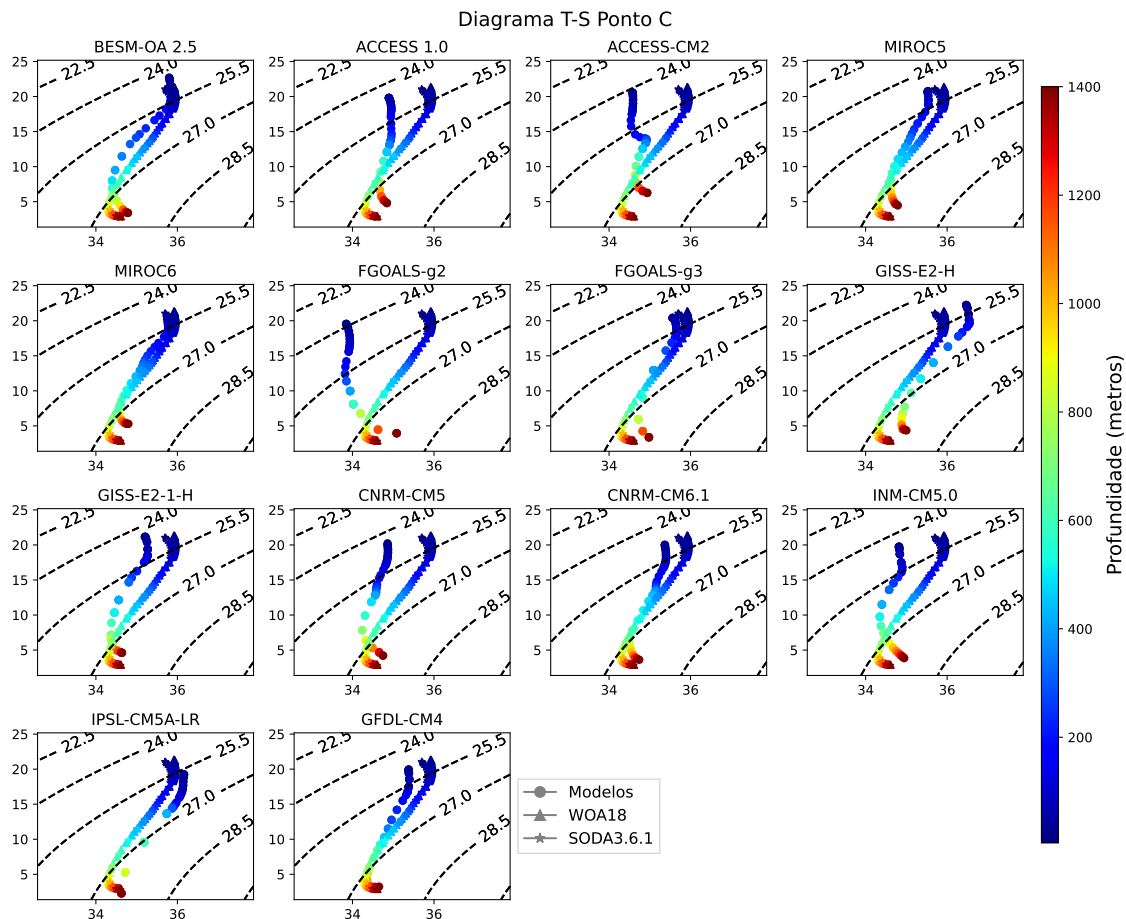


Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.13 mostra análise do perfil T-S para o Ponto C (Figura 3.1). Nota-se que os modelos ACCESS 1.0, ACCESS-CM2, FGOALS-g2, GISS-E2-1-H, CNRM-CM5, CNRM-CM6.1, INM-CM5.0 e GFDL-CM4 mostra um deslocamento para esquerda do perfil T-S na superfície até aproximadamente 600 metros de profundidade, indicando que existe uma subestimação de salinidade nessa camada oceânica para o ponto estudado. Por outro lado, o GISS-E2-H e o IPSL-CM5A-LR subestimam toda a coluna, ou seja, até 1500 metros. Já os modelos BESM-OA 2.5, MIROC5, MIROC6 e FGOALS-g3 apresentam um perfil em consonância com os dados do WOA18 e SODA 3.6.1.

Os modelos que a AAIW possui um sinal claro é o GFDL-CM4, CNRM-CM6.1, BESM-OA 2.5, MIROC5, MIROC6, CNRM-CM5, FGOALS-g3 e GISS-E2-1-H. Entretanto, os modelos ACCESS 1.0, ACCESS-CM2, FGOALS-g2, GISS-E2-H e IPSL-CM5A-LR não apresentam um sinal claro da Água Intermediária Antártica neste ponto analisado. Como visto nas Figuras 4.8, 4.9 e 4.10 os modelos citados anteriormente não possui uma estrutura vertical de salinidade típica da Água Intermediária Antártica além de 30°S, mostrando um déficit de propagação latitudinal. Entretanto, o BESM-OA 2.5 apresenta um sinal menos salino após a latitude de 30°S (Figura 4.7), contudo, possui uma menor fluutuabilidade, conseqüentemente, o sinal da AAIW é bem suave no diagrama T-S.

Figura 4.13 - Diagrama T-S (Temperatura e Salinidade) para o Ponto C (Lon: 30°W e Lat: 30°S) para os primeiro 1500 metros de profundidade do oceano utilizando o BESM-OA 2.5 e os modelos oriundo do CMIP5 e CMIP6.



Fonte: Autoria própria.

4.3 Impacto da interação da Onda Circumpolar Antártica na Injeção de Sal sobre o Oceano Austral

Esta seção irá debater sobre a identificação Onda Circumpolar Antártica nos modelos avaliados, entretanto, será mostrado somente no modelo BESM-OA 2.5 (em razão de ser o principal modelo avaliado nesta tese) e o modelo MIROC5, que servirá como comparativo, devido as análises anteriores mostram que é um dos modelos que mais subestima o gelo marinho em torno do Oceano Austral, fazendo com que seja um contraponto com o BESM-OA 2.5 que mostrou erros sistemáticos positivos de SIE no período de máxima extensão.

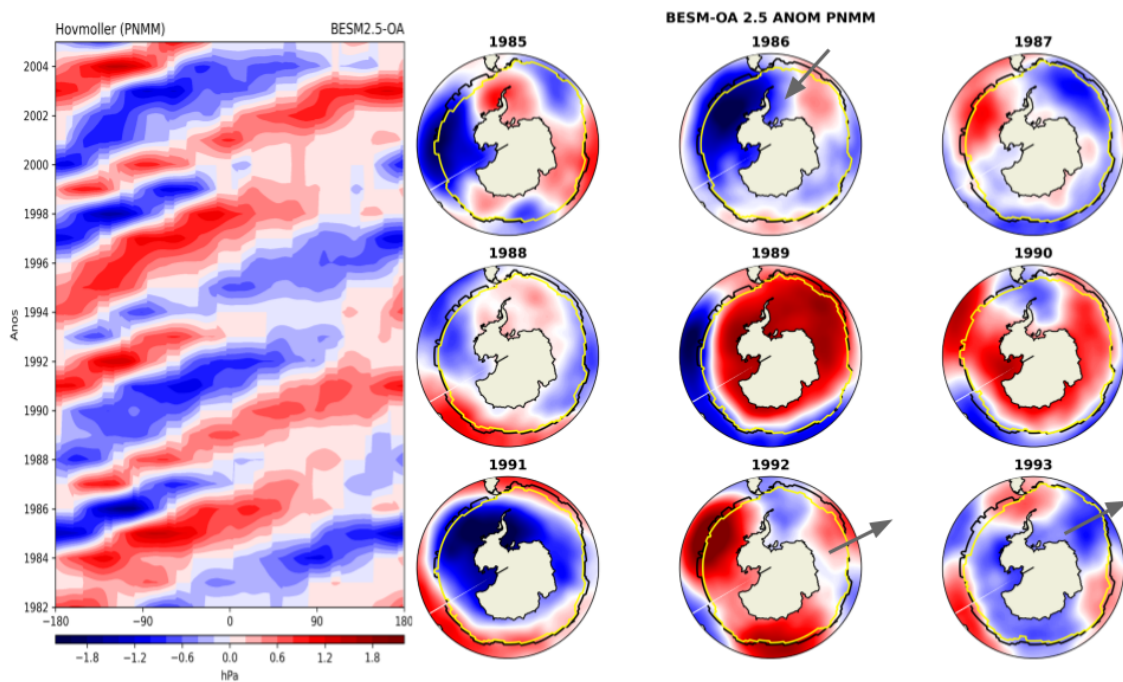
A Figura 4.14 é constituída do gráfico de Hovmoller com as propagações estacionárias das anomalias filtradas (somente propagação para leste) da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) oriundo da simulação histórica do BESM-OA 2.5. Além disso, mostra os campos espaciais de um exemplo de propagação entre os anos de 1985 até 1993 (9 anos de duração). Nota-se no gráfico de Hovmoller (painel à esquerda) que o modelo BESM-OA 2.5 possui anomalias com propagação para leste em todo o globo, mostrando que o modelo capturou o sinal da Onda Circumpolar Antártica através da análise do campo de PNMM.

Os painéis à direita na Figura 4.14 mostra um exemplo da onda diagnosticada no Hovmoller dos campos de anomalias da PNMM, com a extensão do gelo marinho simulado durante a propagação da onda (linha sólida amarela) para o período de máxima EGM (Agosto - Setembro - Outubro) e a climatologia do gelo marinho para os meses de máximo SIE para o período de 1982 até 2005 (linha sólida preta). Esse evento escolhido teve duração de 9 anos para dar uma volta completa em torno do continente Antártico, estando de acordo com o período de propagação encontrado por (WHITE; PETERSON, 1996). Verificou-se que na região de convergência entre os padrões anomalous positivos e negativos de PNMM existe um impacto na formação do gelo marinho.

No ano e 1986 é observado no modelo BESM-OA 2.5 anomalias positivas na parte leste do Mar de Weddell e anomalias negativas na porção mais oeste do MW, tornando-se na região a resultante de transporte ou da transferência de cisalhamento do vento para superfície do gelo marinho de norte para sul, portanto, favorecendo por condição mecânica o gelo retraia nessa região (seta cinza na Figura 4.14). De acordo com padrão proposto por (WHITE; PETERSON, 1996) na vanguarda das anomalias negativas do campo de PNMM, manifestavam anomalias positivas de Temperatura da Superfície do Mar, favorecendo assim a diminuição da formação de

gelo marinho. Além disso, o vento interage com as placas de gelo marinho, forçando um transporte no sentido norte para sul. A situação inversa (ou seja, de crescimento do gelo marinho) é mostrado no ano de 1992 e 1993, onde o campo de anomalias de PNMM favoreceu uma resultante de transporte do gelo marinho de sul para norte, consequentemente, mais gelo apresentou-se ao norte. Nesse caso, os autores [White e Peterson \(1996\)](#), [Jacobs e Mitchell \(1996\)](#) mostram que na retaguarda da anomalia negativa de PNMM, há uma anomalia negativa de TSM, que favorece ao aumento do gelo marinho.

Figura 4.14 - Gráfico de Hovmoller filtrado (propagação das perturbações para leste) da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em hPa oriundo do modelo acoplado BESM-OA 2.5 e campos espaciais das anomalias de PNMM para o BESM-OA 2.5. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado. Setas de cor cinza demonstra o recuo ou avanço do gelo marinho na interação com OCA.

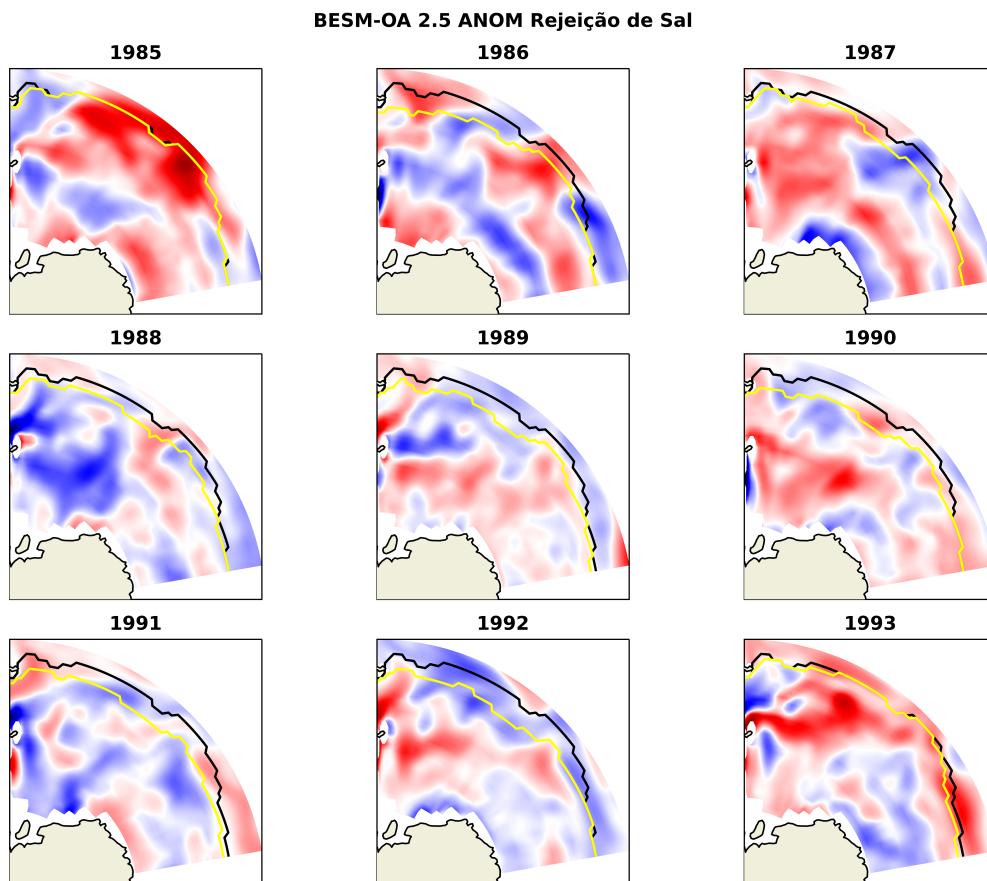


Fonte: Autoria própria.

Na Figura 4.15 abaixo mostra o campo de anomalias da Rejeição de Sal nos primeiros 50 metros de profundidade do oceano, com análise da expansão do gelo marinho proveniente da interação identificada com a Onda Circumpolar Antártica. No ano

de 1985 da simulação histórica do BESM-OA 2.5 anomalias de PNMM entrando no MW através da Península Antártica e anomalias negativas sobre parte leste do Mar de Weddell (Figura 4.14), além disso, o gelo marinho sofreu um avanço estando no limite esperado pela climatologia do modelo (linha Amarela da Figura 4.14 anterior). Portanto, foi observado juntamente com o avanço do gelo marinho uma forte anomalia positiva de Rejeição de Sal na região mais ao norte do MW. No ano de 1986 da simulação histórica do BESM-OA 2.5, verificou-se que nas regiões de maior recuo do gelo, houve as anomalias negativas mais fortes de Rejeição de Sal.

Figura 4.15 - Gráfico espacial da rejeição de sal no Mar de Weddell (MW) nos anos do caso de Onda Circumpolar Antártica indetificada na Figura 4.14. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado.

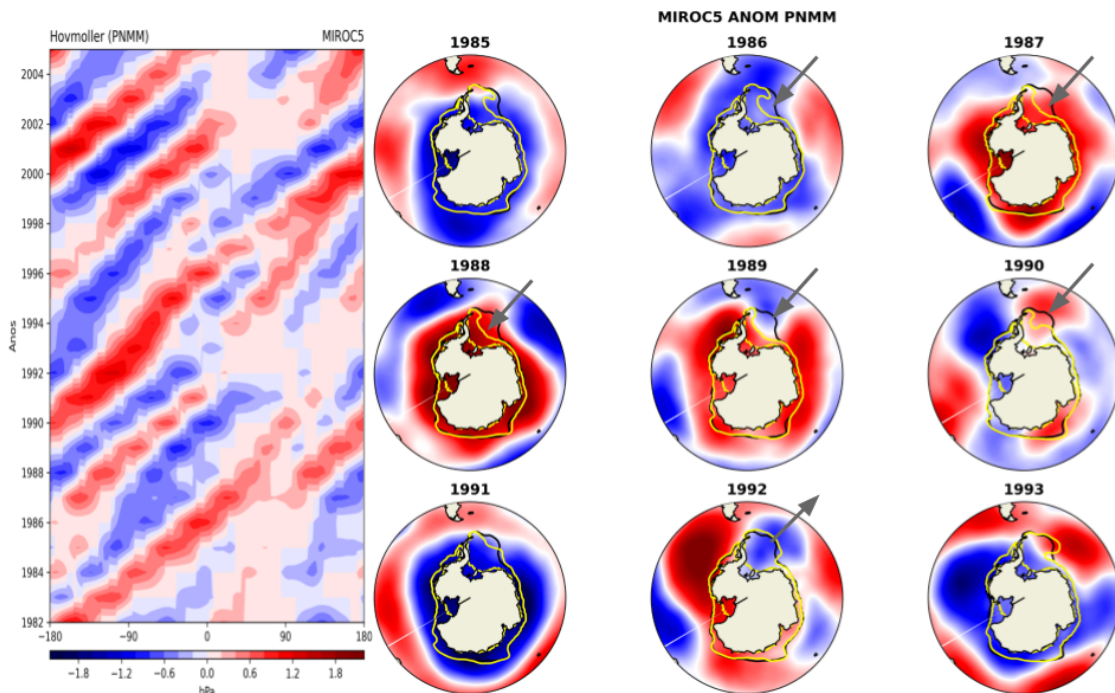


Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.16 mostra a mesma análise realizada anteriormente na Figura 4.14, sendo

que para o modelo MIROC5. No painel da esquerda o Hovmoller mostra que a Onda Circumpolar Antártica é diagnosticada, tendo propagação para leste. No MIROC5 o sinal das anomalias de PNMM ficam mais fracas, enquanto no Oceano Pacífico há start da onda no modelo. No painel a direita da Figura 4.16 diagnostica que o padrão da OCA não fica tão claro, entretanto, é observado centros anômalos propagando para leste em torno do Oceano Austral. No recorte acima mostra que maior impacto da distribuição das anomalias de PNMM é provocar recuo do gelo marinho no Mar de Weddell, somente no ano de 1992 da simulação histórica do MIROC5 que foi notado um avanço do gelo marinho. Além disso, a gelo marinho no MIROC5 fica muito restrito ao em torno da costa do Continente Antártico.

Figura 4.16 - Gráfico de Hovmoller filtrado (propagação das perturbações para leste) da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) em hPa oriundo do modelo acoplado BESM-OA 2.5 e campos espaciais das anomalias de PNMM para o MIROC5. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado. Setas de cor cinza demonstra o recuo ou avanço do gelo marinho na interação com OCA.

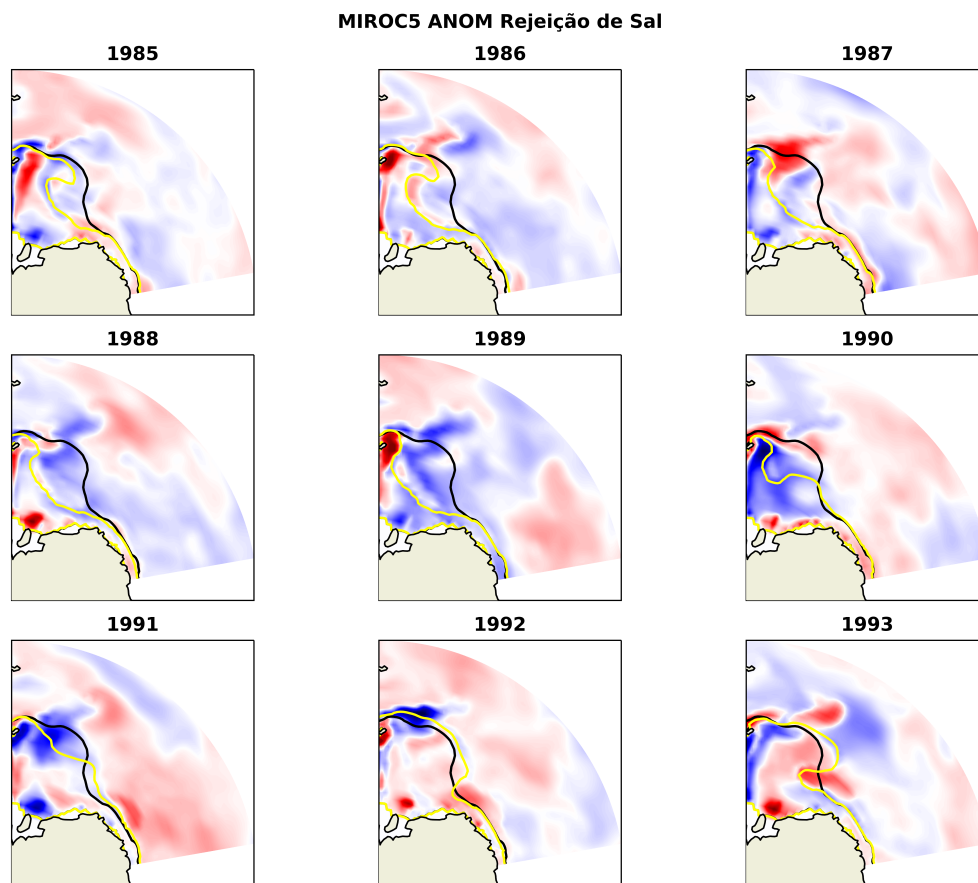


Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.17 abaixo mostra os campos de anomalias de Rejeição de Sal para o Mar de Weddell (MW) nos anos que foram indentificados a Onda Circumpolar Antártica.

Observou-se que devido a representação do gelo mais recuado do que é observado, a OCA impacta muito pouco no gelo marinho, e conseqüentemente, na rejeição de sal nas camadas superiores do oceano. Entretanto, nota-se uma interação do campo de anomalias de PNMM com o gelo marinho, onde no período avaliado proporcionou na maior parte recuo da formação do gelo marinho, impactando em menos sal nas camadas superiores do Oceano. Mas, no ano de 1992 e 1993 da simulação histórica do MIROC5, observou-se uma interação com anomalias negativas de PNMM (Figura 4.16) que gerou um avanço do gelo marinho para norte, e foi verificado um aumento da injeção de sal na camada até 50 metros de profundidade no Mar de Weddell.

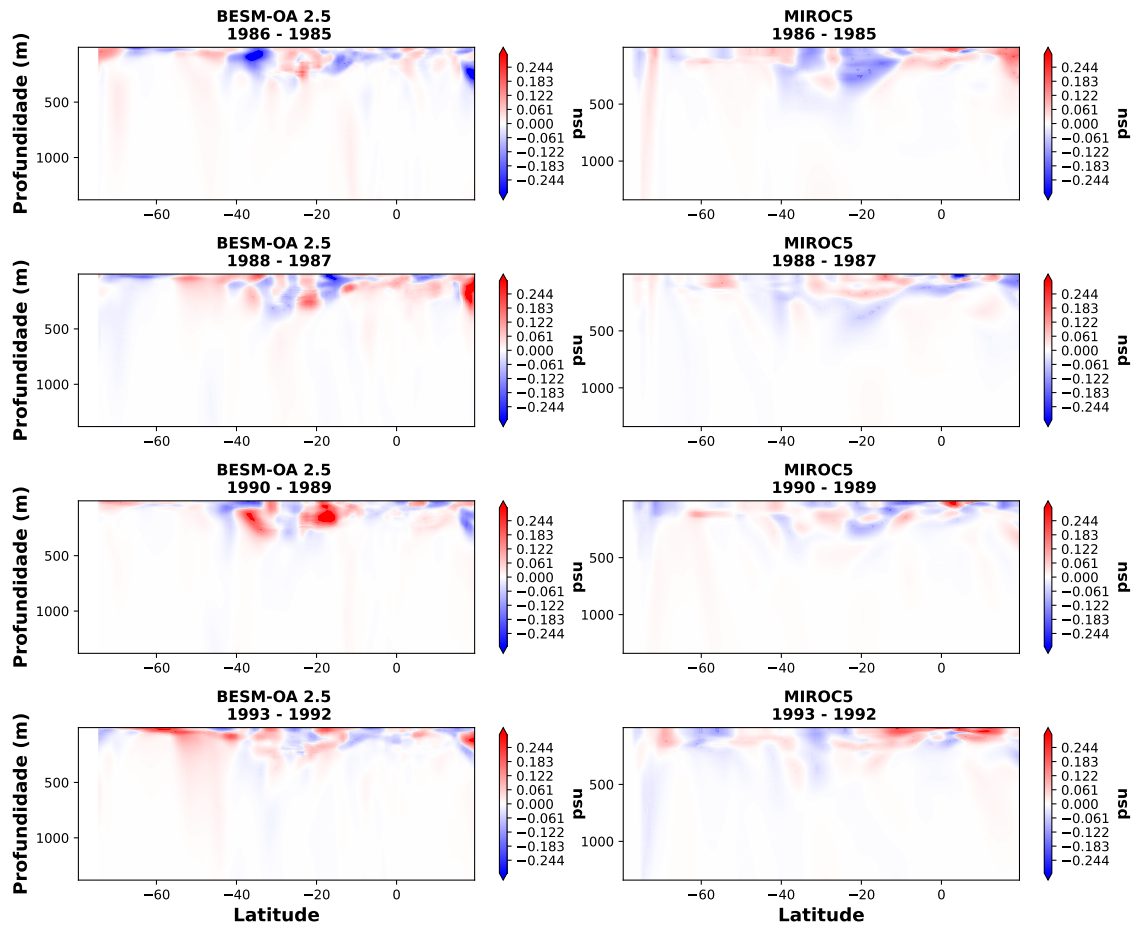
Figura 4.17 - Gráfico espacial da rejeição de sal no Mar de Weddell (MW) nos anos do caso de Onda Circumpolar Antártica indetificada na Figura 4.16. Contornos de cor amarela mostra a extensão do gelo marinho simulado e preto indica a extensão do gelo marinho esperado.



Fonte: Autoria própria.

A Figura 4.18 mostra como a interação da Onda Circumpolar Antártica interage com a variabilidade do gelo marinho, tendo como principal impacto a precipitação de sal nas camadas superiores do oceano. Portanto, a figura mostra o corte transversal ao longo da longitude de 30°W sobre o Oceano Atlântico mostrando a aumento e diminuição da rejeição de sal ao longo da propagação do evento da Onda Circumpolar Antártica, utilizando os modelos BESM-OA 2.5 e MIROC5. Notou-se que o modelo BESM possui uma precipitação de sal mais profundo do que é observado no modelo MIROC5 (levando em consideração a variação até -40°W). Pode-se observar que entre os anos de 1985 e 1986 houve pouca precipitação de sal nos dois modelos, mas destaca-se que entre os anos de 1992 e 1993 há precipitação de sal significativa nos primeiros metros do oceano no BESM-OA 2.5 entre 60°S e 40°S . Sendo que, na região de afundamento da água intermediária observa-se mais salinidade até 1500 metros. Esses aspectos não foram observados no modelo MIROC5.

Figura 4.18 - Análise da estrutura vertical de aumento do sal na coluna vertical do oceano, proveniente de um evento de Onda Circumpolar Antártica diagnosticada nos modelos BESM-OA 2.5 e MIROC5.



Fonte: Autoria própria.

5 CONCLUSÕES

Esta tese teve como principal objetivo estudar e entender os impactos de forma numérica da interação da Onda Circumpolar Antártica com Gelo Marinho na Rejeição de Sal e na modulação da Água Intermediária Antártica no Oceano Atlântico, usando modelo acoplado do sistema terrestre. Dessa forma, foi usado a simulação histórica do BESM-OA 2.5, além de comparar com outros modelos usados no CMIP, para obter diferentes tipos de soluções presentes nos diversos modelos.

Para entender como a Onda Circumpolar Antártica interagem com o modelo acoplado e a rejeição de sal em torno do Oceano Austral foi proposto três seções de resultados. Na primeira Seção, foi avaliado as variáveis que constituem a Onda Circumpolar Antártica, Água Intermediária Antártica e Rejeição de Sal, com a finalidade de obter os principais vieses dos modelos em relação a representividade de cada interação atmosfera - gelo marinho - oceano em torno do Oceano Austral, Mar do Weddell e Oceano Atlântico. Na segunda parte do resultados, foi verificado como esse erros sistemáticos encontrados na primeira parte do resultados, modula a representividade da Água Intermediária Antártica. E por fim, a terceira Seção de resultados, mostra como o BESM-OA 2.5 simula a interação da Onda Circumpolar Antártica com o Gelo Marinho, que por sua vez, interagem com a modulação da variabilidade da rejeição de sal nas camadas superiores do Oceano.

A distribuição dos resultados foi com a finalidade de verificar os seguintes objetivos específicos:

- a) **Avaliar a representatividade dos modelos acoplados em simular as características físicas do gelo marinho em torno do Oceano Austral:** Os resultados mostraram que o conjunto dos modelos usados no CMIP5 e CMIP6 possuem diferentes formas de representação da extensão do gelo marinho em torno do Oceano Austral. Sendo que, o modelo BESM-OA 2.5 possui um erro sistemático de colocar menos gelo marinho no mês de março, entretanto, as observações por satélite mostram que o mínimo de extensão do gelo marinho ocorre no mês de fevereiro. Outro importante viés do BESM é que no período de máxima EGM, o modelo possui bem mais gelo do que é observado em torno do Oceano Austral. No sentido inverso, os modelos MIROC5, MIROC6 e GISS-E2-H subestimam o gelo marinho sobre o Oceano Austral e também no Mar de Weddell em todos os meses ao longo do ano. Fazendo com que esses modelos tivessem baixo

desempenho na representatividade do ciclo sazonal para região estudada. Por outro lado, os modelos ACCESS 1.0 e GFDL-CM4 tiveram os menores erros sistemáticos sobre o Oceano Austral, além de que o ACCESS 1.0 e FGOALS-g3 são os melhores para representar a variação sazonal do gelo sobre o Mar de Weddell.

b) **Verificar como as simulações da formação de gelo marinho nos modelos acoplados usados no CMIP5 e CMIP6 impactam na injeção de sal marinho nas camadas superiores do oceano:**

Quando forma-se gelo marinho o sal que estava no interior da placa de gelo precipita, por ser mais denso do que o gelo. Dessa maneira, a tendência é que as camadas superiores do oceano aumentem a concentração de sal, fazendo com que o ponto de congelamento da água do mar diminua significativamente, controlando o congelamento na vertical da água do mar. Além disso, essa injeção de sal para camadas superficiais do oceano, faz parte da componente que modula a formação das massas de água em torno do Continente Antártico. Portanto, é de suma importância os modelos que realizam projeção climática possuir uma boa representação desse mecanismo ao longo das simulações, pois as massas de água são as principais transportadoras de calor e massa oceânica na escala climática. Sendo assim, foi identificado que o modelo BESM-OA 2.5 parametriza a rejeição de sal, tal como os modelos também avaliados no presente estudo. Entretanto, alguns modelos possuem déficit de precipitação devido a representação do gelo marinho, como por exemplo, os modelos MIROC5 e MIROC6 que devido a subestimação da concentração e extensão do gelo marinho em torno do continente Antártico, fazendo com que tenha erros sistemáticos negativos de precipitação de sal ao longo do Oceano Austral. Por outro lado, o ACCESS 1.0 e o BESM-OA 2.5 que insere mais gelo marinho no Mar de Weddell possuem vieses positivos de rejeição de sal na região, principalmente o modelo ACCESS1.0. Portanto, deficiências na representação do transporte de sal devido a rejeição de sal está em conexão com a representação do gelo marinho, não somente a extensão do gelo, mas também a concentração do mesmo ao longo do oceano.

c) **Identificar os erros sistemáticos dos modelos do sistema terrestre nas variáveis que caracteriza a Onda Circumpolar Antártica:**

No presente estudo foi usado para identificar a Onda Circumpolar Antártica a variável Pressão ao Nível Médio do Mar, com intuito de verificar a

propagação dos centros de anomalias positivas e negativas ao longo do Oceano Austral. As análises procuraram mostrar o modelo BESM-OA 2.5 em comparação com os melhores modelos e piores modelos na representação do gelo marinho. Portanto, verificando os vieses de PNMM, constatou-se que o modelo BESM possui vieses negativos em relação ao ERA5 em torno do OA, com erros sistemáticos positivos mais próximo da costa do continente Antártico. Esses erros modulam a representação da intensificação das anomalias no campo de pressão em torno do Oceano Austral. Por outro lado, foi observado que o modelo MIROC5 possui vieses positivas que superam 8 hPa em todo o Oceano Austral. Além disso, o FGOALS-g3 possui erro médio negativo sobre todo o Oceano Austral. Essas representações foram importantes para modificar o comportamento da Onda Circumpolar Antártica nos modelos estudados.

- d) **Analisar a representividade do modelos numéricos acoplados no impacto da formação do gelo marinho na estrutura vertical da Água Intermediária Antártica:** Praticamente todos os modelos analisados neste estudo mostrou região de afundamento de uma região menos salina em torno da latitude de 50°S no Oceano Atlântico, exceto o modelo GISS-E2-H. Entretanto, os modelos possuem uma deficiência na representação da propagação dessa área de características menos salinas que afunda até meados de 1500 metros e se desloca meridionalmente até próximo a 10°N, de acordo com dados do WOA18 e SODA 3.6.1. Por exemplo, o modelo BESM-OA 2.5 mostra característica menos salina até a região equatorial (linha do equador) ficando menos densa após 30°S de latitude. Ou seja, o BESM-OA 2.5 possui uma representação da AAIW levemente mais salina e com mais flutuabilidade do que é observado. Por outro lado, o modelo GFDL-CM4 representa de forma satisfatória as características da AAIW. Entretanto, os modelos com representação de pouco gelo marinho sobre o Mar de Weddell e Oceano Austral possui muitas vezes somente a região de afundamento (sem a propagação), tais como, MIROC5 e MIROC6, além do GISS-E2-H já citado anteriormente. Contudo, os modelos FGOALS-g3 e ACCESS 1.0 representam a concentração e extensão do gelo marinho no Mar de Weddell, porém possui somente um afundamento da região menos salina, sem uma propagação evidente para norte no período estudado. Sugerindo que vieses no transporte meridional do oceano atlântico estão influenciando nesse resultado. Em síntese, os modelos de cuja a representação do ciclo sazonal do gelo marinho possui baixos vieses, tais

como, GFDL-CM4, CNRM-CM6.1, ACCESS-CM2 e GISS-E2-1-H possui um boa representação das característica da AAIW ao longo do Oceano Austral. Por outro lado, os modelos que praticamente não existe um formação de gelo marinho, conseqüentemente, impactando na representação do ciclo sazonal do gelo, possui deficiência na representação da AAIW, além de alguns não possuir sinal da AAIW, tais como, MIROC5, MIROC6, GISS-E2-H e IPSL-CM5A-LR.

- e) **Investigação como a variabilidade da Onda Circumpolar Antártica interagem com gelo marinho na modulação da injeção de sal nos modelos numéricos acoplados na região de formação da AAIW:** Para responder esse questionamento foi analisado o modelo BESM-OA 2.5 que possui uma característica de inserir muito gelo ao norte das observações e o modelo MIROC5 que possui um viés de retrain o gelo bem para o sul, tendo maiores concentrações de gelo marinho próximo a costa do Continente Antártico. Primeiramente, os dois modelos avaliados possuem a representação da Onda Circumpolar Antártica, entretanto o modelo BESM-OA 2.5 a onda é mais clara do que no MIROC5. Pode verificar que o o BESM-OA 2.5 que representa o acoplamento entre o oceano - gelo marinho - atmosfera mostrou que a propagação de baixa frequência oriunda da Onda Circumpolar Antártica modula a variabilidade de injeção de sal sobre o Mar de Weddell, na região de formação da Água Intermediária Antártica. O acoplamento no MIROC5 é menos representado, devido ao fato da baixa representatividade do gelo marinho, esse fato faz com que a OCA tenha pouco impacto na distribuição de salinidade na região de formação da AAIW.

Em síntese, a presente tese encontrou que os modelos climáticos que representam o acoplamento da Onda Circumpolar Antártica (oceano - gelo marinho - atmosfera) possuem uma melhor representação da variabilidade da distribuição vertical de salinidade na região da AAIW. Como mostrado em diversos estudos, tais como, (QIU; JIN, 1997; CHRISTOPH et al., 1998; HAARSMA et al., 2000; ZHANG; SEMTNER, 2001; CONNOLLEY, 2002; VENEGAS, 2003) o gelo marinho marinho não é primordial para o surgimento e propagação da OCA, entretanto, o gelo apresenta uma concordância com a variabilidade de baixa frequência através dos fatores dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera e oceano. Por isso, modelos acoplados que possuem mau representação do gelo marinho, possui erros sistemáticos que proporciona a eliminação dos impactos na distribuição da salinidade na região pólo sul, conse-

quentemente, as características da AAIW iram ser influenciadas, podendo assim não reproduzir de forma satisfatória os aspectos das massas de água que são os principais condicionantes oceânicos para o controle climático.

A tese abriu novas perspectivas de trabalhos futuros nestas linhas de pesquisas:

- Verificar como os modelos com maior representatividade oceânica condicionam a Onda Circumpolar Antártica nas variáveis atmosféricas, e como isso interfere nos padrões de transporte de calor e massa para latitudes menores;
- Como a resolução vertical e horizontal das componentes oceânica e atmosférica modula a representação da distribuição de salinidade e temperatura que modula as características da Água intermediária Antártica;
- Como efeito das mudanças climáticas modifica a oscilação da Onda Circumpolar Antártica;
- Qual o link do transporte de calor oriundo das regiões polares nas condições da variabilidade oceânica tropical.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABERNATHEY, R. P.; CEROVECKI, I.; HOLLAND, P. R.; NEWSOM, E.; MAZLOFF, M.; TALLEY, L. D. Water-mass transformation by sea ice in the upper branch of the southern ocean overturning. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 8, p. 596–601, 2016. 1, 2
- ASTRONAUTICS, N.; (NASA), S. A. E2. 1g model output prepared for c mip6 is mip6. **Earth System Grid Federation**, 2018. 32
- BANKS, H. T.; WOOD, R. A.; GREGORY, J. M.; JOHNS, T. C.; JONES, G. S. Are observed decadal changes in intermediate water masses a signature of anthropogenic climate change? **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 18, p. 2961–2964, 2000. 17
- BECKMANN, A.; TIMMERMANN, R. Circumpolar influences on the weddell sea: indication of an antarctic circumpolar coastal wave. **Journal of Climate**, v. 14, n. 17, p. 3785–3792, 2001. 2
- BI, D. et al. The access coupled model: description, control climate and evaluation. **Australian Meteorological and Oceanographic Journal**, v. 63, n. 1, p. 41–64, 2013. 32
- _____. Configuration and spin-up of access-cm2, the new generation australian community climate and earth system simulator coupled model. **Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science**, v. 70, n. 1, p. 225–251, 2020. 32
- BIAN, L.; LIN, X. Interdecadal change in the Antarctic Circumpolar Wave during 1951-2010. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 29, n. 3, p. 464–470, may 2012. ISSN 02561530. 34
- BINDOFF, N. L.; CHURCH, J. A. Warming of the water column in the southwest pacific ocean. **Nature**, v. 357, n. 6373, p. 59, 1992. 16
- BINDOFF, N. L.; MCDUGALL, T. J. Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 6, p. 1137–1152, 1994. 16
- _____. Decadal changes along an indian ocean section at 32 s and their interpretation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, n. 6, p. 1207–1222, 2000. 16

BINTANJA, R.; OLDENBORGH, G. V.; DRIJFHOUT, S.; WOUTERS, B.; KATSMAN, C. Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in antarctic sea-ice expansion. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 5, p. 376, 2013. 12

BITZ, C. An energy-conserving thermodynamic sea ice model for climate study. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, p. 15669–15677, 1999. 27

BOTTINO, M. **Impacto da parametrização de propriedades de nuvens na simulação do clima na região do Atlântico com o modelo acoplado oceano-atmosfera de INPE/CPTEC**. Doutorado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013. 26

BOYER, T. et al. Sensitivity of global upper-ocean heat content estimates to mapping methods, xbt bias corrections, and baseline climatologies. **Journal of Climate**, v. 29, n. 13, p. 4817–4842, 2016. 21

BUNZEL, F.; NOTZ, D.; BAEHR, J.; MÜLLER, W. A.; FRÖHLICH, K. Seasonal climate forecasts significantly affected by observational uncertainty of Arctic sea ice concentration. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 2, p. 852–859, jan 2016. ISSN 19448007. 19

CAI, W.; BAINES, P. G. Forcing of the Antarctic Circumpolar Wave by El Niño-Southern Oscillation teleconnections. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 106, n. C5, p. 9019–9038, 2001. 9

CAPISTRANO, V. B. et al. Assessing the performance of climate change simulation results from besm-oa2. 5 compared with a cmip5 model ensemble. **Geoscientific Model Development**, v. 13, n. 5, p. 2277–2296, 2020. 31

CARTON, J. A.; CHEPURIN, G. A.; CHEN, L. Soda3: a new ocean climate reanalysis. **Journal of Climate**, v. 31, n. 17, p. 6967–6983, 2018. 21

CARTON, J. A.; CHEPURIN, G. A.; CHEN, L.; GRODSKY, S. A. Improved global net surface heat flux. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 5, p. 3144–3163, 2018. 22

CASAGRANDE, F.; NETO, F. A.; SOUZA, R. B. de; NOBRE, P. Polar amplification and ice free conditions under 1.5, 2 and 3 c of global warming as simulated by cmip5 and cmip6 models. **Atmosphere**, v. 12, n. 11, p. 1494, 2021.

38

CERRONE, D.; FUSCO, G.; COTRONEO, Y.; SIMMONDS, I.; BUDILLON, G. The antarctic circumpolar wave: its presence and interdecadal changes during the last 142 years. **Journal of Climate**, v. 30, n. 16, p. 6371–6389, 2017. ISSN 08948755. 10

CHENG, L. et al. **Record-setting ocean warmth continued in 2019**. 2020. 32

CHO, K.; SASAKI, N.; SHIMODA, H.; SAKATA, T.; NISHIO, F. Evaluation and improvement of ssm/i sea ice concentration algorithms for the sea of okhotsk. **Journal of the Remote Sensing Society of Japan**, v. 16, n. 2, p. 133–144, 1996. 21

CHRISTOPH, M.; BARNETT, T. P.; ROECKNER, E. The Antarctic Circumpolar Wave in a Coupled Ocean-Atmosphere GCM. **Journal of Climate**, v. 11, n. 7, p. 1659–1672, 1998. ISSN 08948755. 7, 9, 70

COMISO, J. C. **SSM/I sea ice concentrations using the bootstrap algorithm**. [S.l.]: National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, 1995. 21

_____. Enhanced sea ice concentrations and ice extents from amsr-e data. **Journal of The Remote Sensing Society of Japan**, v. 29, n. 1, p. 199–215, 2009. 21

COMISO, J. C.; CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L.; GLOERSEN, P. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: a comparison of two techniques. **Remote sensing of Environment**, v. 60, n. 3, p. 357–384, 1997. 21

COMISO, J. C.; GRENFELL, T. C.; LANGE, M.; LOHANICK, A. W.; MOORE, R. K.; WADHAMS, P. Microwave remote sensing of the southern ocean ice cover. **Microwave Remote Sensing of Sea Ice**, v. 68, p. 243–259, 1992. 21

CONNOLLEY, W. M. Long-term variation of the Antarctic Circumpolar Wave. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C4, dec 2002. ISSN 0148-0227. 9, 70

EBERT, E. E.; CURRY, J. A. An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 98, n. C6, p. 10085–10109, 1993. 27

ENGLAND, M. H. On the formation of antarctic intermediate and bottom water in ocean general circulation models. **Journal of Physical Oceanography**, v. 22, n. 8, p. 918–926, 1992. 16

- FIGUEROA, S. N. et al. The brazilian global atmospheric model (bam): performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016. 25, 26
- FU, Y.; WANG, C.; BRANDT, P.; GREATBATCH, R. J. Interannual variability of antarctic intermediate water in the tropical north atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 2019. 18
- GARABATO, A. C. N.; JULLION, L.; STEVENS, D. P.; HEYWOOD, K. J.; KING, B. A. Variability of subantarctic mode water and antarctic intermediate water in the drake passage during the late-twentieth and early-twenty-first centuries. **Journal of Climate**, v. 22, n. 13, p. 3661–3688, 2009. 1, 17
- GEORGI, D. T. Modal properties of antarctic intermediate water in the southeast pacific and the south atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 9, n. 3, p. 456–468, 1979. 16
- GIAROLLA, E.; MATANO, R. P. The low-frequency variability of the southern ocean circulation. **Journal of Climate**, v. 26, n. 16, p. 6081–6091, 2013. ISSN 08948755. 2, 9, 32
- GIAROLLA, E.; SIQUEIRA, L. S. P.; BOTTINO, M. J.; MALAGUTTI, M.; CAPISTRANO, V. B.; NOBRE, P. Equatorial atlantic ocean dynamics in a coupled ocean–atmosphere model simulation. **Ocean Dynamics**, v. 65, p. 831–843, 2015. 31
- GLOERSEN, P.; HUANG, N. E. In search of an elusive antarctic circumpolar wave in sea ice extents: 1978–1996. **Polar Research**, v. 18, n. 2, p. 167–173, 1999. 21
- GRIFFIES, S. M. Elements of the modular ocean model (mom). **GFDL Ocean Group Technical Report**, v. 7, p. 620, 2012. 26
- GRIFFIES, S. M.; HARRISON, M. J.; PACANOWSKI, R. C.; ROSATI, A. A technical guide to mom4. **GFDL Ocean Group Technical Report**, v. 5, p. 371, 2004. 30
- GUO, H. et al. Noaa-gfdl gfdl-cm4 model output historical. **Earth System Grid Federation**, v. 10, 2018. 32
- HAARSMA, R. J.; SELTEN, F. M.; OPSTEEGH, J. D. On the mechanism of the antarctic circumpolar wave. **Journal of Climate**, v. 13, n. 9, p. 1461–1480, may 2000. ISSN 08948755. 8, 70

- HOVMÖLLER, E. The trough-and-ridge diagram. **Tellus**, v. 1, n. 2, p. 62–66, 1949. 33
- HUNKE, E.; DUKOWICZ, J. An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, n. 9, p. 1849–1867, 1997. 27
- JACOBS, G.; MITCHELL, J. Ocean circulation variations associated with the antarctic circumpolar wave. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 21, p. 2947–2950, 1996. 6, 61
- JOHNSON, G. C.; ORSI, A. H. Southwest pacific ocean water-mass changes between 1968/69 and 1990/91. **Journal of Climate**, v. 10, n. 2, p. 306–316, 1997. 16
- KUSAHARA, K.; WILLIAMS, G. D.; MASSOM, R.; REID, P.; HASUMI, H. Spatiotemporal dependence of antarctic sea ice variability to dynamic and thermodynamic forcing: a coupled ocean–sea ice model study. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 7-8, p. 3791–3807, 2019. 14
- KWOK, R.; ROTHROCK, D. Decline in arctic sea ice thickness from submarine and icesat records: 1958–2008. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 15, 2009. 12
- LARGE, W.; YEAGER, S. The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set. **Climate Dynamics**, v. 33, p. 341–364, 2009. 31
- LEFEBVRE, W.; GOOSSE, H. An analysis of the atmospheric processes driving the large-scale winter sea ice variability in the southern ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. C2, 2008. 13
- LEVITUS, S. **Climatological atlas of the world ocean**. [S.l.]: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1982. 30
- LI, L. et al. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, grid-point version 2: Fgoals-g2. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 543–560, 2013. 32
- LIU, M.; TANHUA, T. Characteristics of water masses in the atlantic ocean based on glodapv2 data. **Ocean Science Discussions**, p. 1–43, 2019. 16
- LOCARNINI, R. A. et al. **World ocean atlas 2013. Volume 1, Temperature**. [S.l.: s.n.], 2013. 2, 22

MATEAR, R. J.; O'KANE, T. J.; RISBEY, J. S.; CHAMBERLAIN, M. Sources of heterogeneous variability and trends in Antarctic sea-ice. **Nature Communications**, v. 6, p. 1 – 9, oct 2015. ISSN 20411723. [12](#), [13](#)

MATEAR, R. J.; O'KANE, T. J.; RISBEY, J. S.; CHAMBERLAIN, M. Sources of heterogeneous variability and trends in antarctic sea-ice. **Nature Communications**, v. 6, p. 8656, 2015. [1](#)

MAYKUT, G. A.; UNTERSTEINER, N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 6, p. 1550–1575, 1971. [27](#)

MCCARTHY, G.; KING, B.; CIPOLLINI, P.; MCDONAGH, E.; BLUNDELL, J.; BIASTOCH, A. On the sub-decadal variability of south atlantic antarctic intermediate water. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 10, 2012. [17](#)

MCCARTNEY, M. Subantarctic mode water. in. **A Voyage of Discovery, Deep Sea Research**, v. 24, p. 103–119, 1977. [16](#), [52](#), [54](#)

MEEHL, G. A.; ARBLASTER, J. M.; BITZ, C. M.; CHUNG, C. T.; TENG, H. Antarctic sea-ice expansion between 2000 and 2014 driven by tropical pacific decadal climate variability. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 8, p. 590, 2016. [13](#)

MOLINELLI, E. The antarctic influence on antarctic intermediate water. **Journal of Marine Research.**, v. 39, p. 267–293, 1981. [16](#)

MURRAY, R. J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models. **Journal of Computational Physics**, v. 126, n. 2, p. 251–273, 1996. [26](#)

NEWMAN, L. et al. Delivering sustained, coordinated and integrated observations of the southern ocean for global impact. **Frontiers in Marine Science**, v. 6, p. 433, 2019. [23](#)

NOBRE, P. et al. Climate simulation and change in the brazilian climate model. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6716–6732, 2013. [25](#), [31](#)

PANASSA, E.; SANTANA-CASIANO, J. M.; GONZÁLEZ-DÁVILA, M.; HOPPEMA, M.; HEUVEN, S. M. van; VÖLKER, C.; WOLF-GLADROW, D.; HAUCK, J. Variability of nutrients and carbon dioxide in the antarctic intermediate water between 1990 and 2014. **Ocean Dynamics**, v. 68, n. 3, p. 295–308, 2018. [1](#), [18](#)

PARK, Y.-H.; ROQUET, F.; VIVIER, F. Quasi-stationary enso wave signals versus the antarctic circumpolar wave scenario. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 9, 2004. 32

PARKINSON, C. L. Length of the sea ice season in the southern ocean, 1988–1994. JEFRIES, M. O. (Ed.). **Antarctic sea ice.[S.I.]**: AGU, p. 173–186, 1998. 41

PIOLA, A. R.; GEORGI, D. T. Circumpolar properties of antarctic intermediate water and subantarctic mode water. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 29, n. 6, p. 687–711, 1982. 16

QIU, B.; JIN, F. F. Antarctic circumpolar waves: an indication of ocean-atmosphere coupling in the extratropics. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 21, p. 2585–2588, 1997. ISSN 00948276. 6, 7, 9, 70

ROACH, L. A.; DEAN, S. M.; RENWICK, J. A. Consistent biases in Antarctic sea ice concentration simulated by climate models. **Cryosphere**, v. 12, n. 1, p. 365–383, 2018. ISSN 19940424. 19

SAENKO, O. A.; WEAVER, A. J. Importance of wind-driven sea ice motion for the formation of antarctic intermediate water in a global climate model. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 21, p. 4147–4150, 2001. 2, 16

SANTINI, M. F.; SOUZA, R. B.; WAINER, I.; MUELBERT, M. M. Temporal analysis of water masses and sea ice formation rate west of the Antarctic Peninsula in 2008 estimated from southern elephant seals' SRDL–CTD data. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 149, p. 58–69, mar 2018. ISSN 09670645. xvi, 23, 24

SANTOSO, A.; ENGLAND, M. H. Antarctic intermediate water circulation and variability in a coupled climate model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 34, n. 10, p. 2160–2179, 2004. 2, 16, 17

SCHLOSSER, E.; Alexander Haumann, F.; RAPHAEL, M. N. Atmospheric influences on the anomalous 2016 Antarctic sea ice decay. **Cryosphere**, v. 12, n. 3, p. 1103–1119, mar 2018. ISSN 19940424. 5

SCREEN, J. A.; SIMMONDS, I. The central role of diminishing sea ice in recent arctic temperature amplification. **Nature**, v. 464, n. 7293, p. 1334, 2010. 12

SEMTNER, A. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, n. 3, p. 379–389, 1976. 27

- SHU, Q.; SONG, Z.; QIAO, F. Assessment of sea ice simulations in the cmip5 models. **The Cryosphere**, v. 9, n. 1, p. 399–409, 2015. 38
- SHU, Q.; WANG, Q.; SONG, Z.; QIAO, F.; ZHAO, J.; CHU, M.; LI, X. Assessment of sea ice extent in cmip6 with comparison to observations and cmip5. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 9, p. e2020GL087965, 2020. 38
- SIMÕES, J. C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, n. 119-154, 2004. 10
- STAMMERJOHN, S.; MARTINSON, D.; SMITH, R.; YUAN, X.; RIND, D. Trends in antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to el niño–southern oscillation and southern annular mode variability. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. C3, 2008. 12
- STOCKER, T. **Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014. 10, 11
- SWART, N.; FYFE, J. The influence of recent antarctic ice sheet retreat on simulated sea ice area trends. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 16, p. 4328–4332, 2013. 12
- TATEBE, H. et al. Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in miroc6. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 7, p. 2727–2765, 2019. 32
- TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. **Regional oceanography: an introduction**. [S.l.: s.n.], 2013. 5, 15, 18
- TURNER, J.; BRACEGIRDLE, T. J.; PHILLIPS, T.; MARSHALL, G. J.; HOSKING, J. S. An initial assessment of antarctic sea ice extent in the cmip5 models. **Journal of Climate**, v. 26, n. 5, p. 1473–1484, 2013. 1, 11
- TURNER, J.; HOSKING, J. S.; BRACEGIRDLE, T. J.; MARSHALL, G. J.; PHILLIPS, T. **Recent changes in Antarctic Sea Ice**. [S.l.]: Royal Society of London, jul 2015. 1, 5, 38
- TURNER, J.; HOSKING, J. S.; MARSHALL, G. J.; PHILLIPS, T.; BRACEGIRDLE, T. J. Antarctic sea ice increase consistent with intrinsic variability of the amundsen sea low. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 7-8, p. 2391–2402, 2016. 13, 41

- TURNER, J.; OVERLAND, J. Contrasting climate change in the two polar regions. **Polar Research**, v. 28, n. 2, p. 146–164, 2009. 12
- UNTERSTEINER, N. **The geophysics of sea ice**. [S.l.]: Springer, 2013. 11
- VEIGA, S. F.; NOBRE, P.; GIAROLLA, E.; CAPISTRANO, V.; JR, M. B.; MARQUEZ, A. L.; FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P.; NOBRE, C. A. The brazilian earth system model ocean–atmosphere (besm-oa) version 2.5: evaluation of its cmip5 historical simulation. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 4, p. 1613–1642, 2019. 26, 28, 31, 32, 38
- VENEGAS, S. A. The Antarctic circumpolar wave: A combination of two signals? **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2509–2525, aug 2003. ISSN 08948755. 2, 9, 70
- VOLDOIRE, A. et al. The cnrm-cm5. 1 global climate model: description and basic evaluation. **Climate Dynamics**, v. 40, p. 2091–2121, 2013. 32
- VOLODIN, E. The mechanism of 60-year and 15-year arctic climate oscillations in climate model inm-cm5-0. In: **EGU General Assembly Conference Abstracts**. [S.l.: s.n.], 2020. p. 7265. 32
- WANG, Q.; MU, M.; PIERINI, S. The fastest growing initial error in prediction of the kuroshio extension state transition processes and its growth. **Climate Dynamics**, v. 54, p. 1953–1971, 2020. 32
- WANG, X.; GIANNAKIS, D.; SLAWINSKA, J. The Antarctic circumpolar wave and its seasonality: Intrinsic travelling modes and El Niño–Southern Oscillation teleconnections. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 2, p. 1026–1040, feb 2019. ISSN 10970088. 9, 20
- WHITE, W. B. Positive feedbacks between the Antarctic Circumpolar Wave and the global El Niño–Southern Oscillation Wave. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. C10, p. 1–17, 2002. ISSN 0148-0227. 2
- WHITE, W. B.; CAYAN, D. R. A global el niño-southern oscillation wave in surface temperature and pressure and its interdecadal modulation from 1900 to 1997. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 105, n. C5, p. 11223–11242, 2000. 2, 9
- WHITE, W. B.; CHEN, S.-C. Thermodynamic mechanisms responsible for the tropospheric response to SST Anomalies in the Antarctic Circumpolar Wave. **Journal of Climate**, v. 15, n. 18, p. 2577 – 2596, 2002. 8

- WHITE, W. B.; CHEN, S.-C.; PETERSON, R. G. The antarctic circumpolar wave: a beta effect in ocean–atmosphere coupling over the southern ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 12, p. 2345–2361, 1998. 9
- WHITE, W. B.; GLOERSEN, P.; SIMMONDS, I. Tropospheric response in the Antarctic circumpolar wave along the sea ice edge around Antarctica. **Journal of Climate**, v. 17, n. 14, p. 2765–2779, jul 2004. ISSN 08948755. 9
- WHITE, W. B.; PETERSON, R. G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. **Nature**, v. 380, p. 699 – 702, 1996. 2, 5, 6, 8, 17, 60, 61
- WHITE, W. B.; SIMMONDS, I. Sea surface temperature-induced cyclogenesis in the Antarctic circumpolar wave. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 111, n. 8, aug 2006. ISSN 21699291. 2
- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.: s.n.], 2011. 35
- WINGHAM, D.; WALLIS, D.; SHEPHERD, A. Spatial and temporal evolution of pine island glacier thinning, 1995–2006. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 17, 2009. 12
- WINTON, M. A reformulated three-layer sea ice model. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v. 17, n. 4, p. 525–531, 2000. xvi, 27, 41
- _____. Fms sea ice simulator. **GFDL Technical Document**, 2001. 25, 28
- WONG, A. P.; BINDOFF, N. L.; CHURCH, J. A. Freshwater and heat changes in the north and south pacific oceans between the 1960s and 1985–94. **Journal of Climate**, v. 14, n. 7, p. 1613–1633, 2001. 16
- YUAN, X.; MARTINSON, D. G. The antarctic dipole and its predictability. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 18, p. 3609–3612, 2001. 12
- ZHANG, L.; YAN, X.; SUN, C.; HU, D. Variability of antarctic intermediate water south of australia and its relationship with frontal waves. **Science China Earth Sciences**, v. 59, n. 8, p. 1674–1682, 2016. 2, 18
- ZHANG, Y.; SEMTNER, A. J. The Antarctic Circumpolar Wave in a global, high-resolution, coupled ice-ocean model. **Annals of Glaciology**, v. 33, p. 539–544, 2001. ISSN 02603055. 2, 8, 70

ZWENG, M. et al. **World ocean atlas 2018, volume 2: Salinity**. [S.l.: s.n.],
2019. 22

