



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE OCEANOGRAFIA

**JOÃO HURST MACHADO NETO**

**Modelagem paleoclimática da Circulação de Revolvimento Meridional do  
Atlântico (AMOC) no Holoceno Médio e Último Interglacial**

Salvador  
2026

JOÃO HURST MACHADO NETO

**Modelagem paleoclimática da Circulação de Revolvimento Meridional do  
Atlântico (AMOC) no Holoceno Médio e Último Interglacial**

Monografia apresentada ao Instituto de  
Geociências, da Universidade Federal da  
Bahia, como requisito para a obtenção do  
título de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof<sup>ª</sup>. Dra. Janini Pereira

Coorientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dra. Fernanda DI Alzira Oliveira Matos

Salvador

2026

## **FOLHA DE APROVAÇÃO**

JOÃO HURST MACHADO NETO

### **Modelagem paleoclimática da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC) no Holoceno Médio e Último Interglacial**

Monografia apresentada ao Instituto de Geociências, da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Aprovado em: 9 de julho de 2026

---

Dra. Janini Pereira (Orientadora)  
Universidade Federal da Bahia - UFBA

---

Dra. Simone Souza de Moraes  
Universidade Federal da Bahia - UFBA

---

Dr. Arthur Antonio Machado  
Universidade Federal da Bahia - UFBA

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer a Deus. Teu amor e bondade me sustentaram nos momentos mais importantes da minha graduação. Agradeço à minha esposa, Milena, por sempre comemorar as minhas conquistas, mas também por me apoiar e acreditar em mim em meio às adversidades. “O antídoto pro medo, é a coragem”, ela diz. Te amo e obrigado por tudo. Agradeço à minha família por todo carinho e amor, e nesse ramo, eu incluo muitas pessoas. Minha família de sangue, cujo apoio atravessa quilômetros de distância. De Riachão do Jacuípe, com minha amada mãe, Hosana, tias, tios, primas e primos, até Canabrava, em Salvador-BA, com meu esforçado pai, Jadson, minha tia e minha querida irmã, Jéssica. Minha agitada e emocionada família Macedo, da minha esposa, mas que praticamente me adotou e me tratou como um membro desde que os conheci. Minha família de fé, com meus irmãos da igreja caseira em Cajacity, que me ajudaram a discernir um caminho mais harmonioso a seguir durante esse período. Essa gigantesca e linda família, significa tudo para mim. Mas além de família, existe algo tão importante quanto...os amigos! Agradeço a todos os meus amigos, tanto da universidade, quanto fora dela. Meus amigos de longa data, Nelsinho (amigo de infância, escola e curso técnico kkkk), Mateus (meu parceiro de quase todo rolê) e Matheus (meu psicólogo gratuito). Minha tropa de Oceano, que vivi campos incríveis, conversas, surtos em provas e trabalhos, mas sempre unidos, porque essa é uma das características que sempre amei em nosso curso. Vivemos a universidade intensamente, juntos. Incluo também todos os amigos que fiz em Biologia, Geologia, Geografia, nos institutos da UFBA hahaha...todos vocês fazem parte da minha história. Agradeço também aos meus chefes do Serviço Geológico do Brasil, Valter e Edgar. Vocês me motivam a sempre ser um profissional melhor. E por último, quero fazer um agradecimento especial às mulheres. Posso dizer, com orgulho, que durante toda a minha formação como estudante e posteriormente cientista, eu fui orientado por mulheres extremamente competentes e inspiradoras. Desde pequeno, com a minha mãe, que dedicou e continua a dedicar a sua vida como professora de reforço escolar. Na escola, com pessoas incríveis como a professora Cláudia Couto. E finalmente na universidade, com minha primeira orientadora de iniciação científica, a Dra. Simone Moraes, que me inseriu no mundo acadêmico; minha orientadora Dra. Janini, que sempre acreditou no meu potencial e valorizou as minhas conquistas como aluno e profissional; e a minha coorientadora Dra. Fernanda, com o propósito inspirador de disseminar o conhecimento adquirido no exterior para o nosso país. Obrigado pelas oportunidades que me foram dadas, vocês são meus exemplos.

*“Então, cerra os punho e sorria*

*E jamais volte pra sua quebrada de mão e  
mente vazias.”*

**Emicida**

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

|                    |                                                           |
|--------------------|-----------------------------------------------------------|
| ACAN               | Água Central do Atlântico Norte                           |
| ACAS               | Água Central do Atlântico Sul                             |
| AFA                | Água de Fundo Antártica                                   |
| AIA                | Água Intermediária Antártica                              |
| AM                 | Água do Mediterrâneo                                      |
| AMI                | Água do Mar de Irminger                                   |
| AML                | Água do Mar do Labrador                                   |
| AMSP               | Água Modal Subpolar                                       |
| AMOC               | <i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>        |
| APAN               | Água Profunda do Atlântico Norte                          |
| APC                | Água Profunda Circumpolar                                 |
| APD                | Água de Plataforma Densa                                  |
| AT                 | Água Tropical                                             |
| ATMNs              | Águas de Transbordo dos Mares Nórdicos                    |
| AWI-CM3            | <i>Alfred Wegener Institute - Climate Model version 3</i> |
| CAN                | Corrente do Atlântico Norte                               |
| CCA                | Corrente Circumpolar Antártica                            |
| CCOP               | Corrente de Contorno Oeste Profunda                       |
| CMIP               | <i>Coupled Model Intercomparison Project</i>              |
| CNB                | Corrente Norte do Brasil                                  |
| GEE                | Gases de Efeito Estufa                                    |
| IPCC               | <i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>          |
| <i>midHolocene</i> | Holoceno Médio (~6 mil anos)                              |
| <i>lig127k</i>     | Último Interglacial (~127 mil anos)                       |
| <i>piControl</i>   | Controle Pré-Industrial                                   |
| PlioMIP            | <i>Pliocene Model Intercomparison Project</i>             |
| PMIP               | <i>Paleoclimatic Modeling Intercomparison Project</i>     |
| <i>rmsd</i>        | <i>root mean square deviation</i>                         |
| TSM                | Temperatura da Superfície do Mar                          |
| SSM                | Salinidade da Superfície do Mar                           |
| 20CRv3             | <i>NOAA/CIRES/DOE 20th Century Reanalysis V3</i>          |

## RESUMO

A Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC) desempenha um papel fundamental na regulação do clima global através do transporte meridional de calor e sal, sendo as suas respostas a climas mais quentes que o atual uma das principais fontes de incerteza nas projeções futuras. Este trabalho investigou a sensibilidade e a variabilidade natural da AMOC sob diferentes forçantes orbitais relativas aos períodos do Holoceno Médio e Último Interglacial. Simulações numéricas de quasi-equilíbrio foram conduzidas, onde os dois períodos foram comparados ao cenário de controle Pré-Industrial. As três simulações são denominadas *midHolocene*, *lig127k* e *piControl*, respectivamente, e foram realizadas utilizando o modelo climático global acoplado AWI-CM3. A validação do modelo frente às reanálises PHC3.0 e 20CRv3 identificou vieses sistemáticos, porém em conformidade com os padrões observados em outros modelos de complexidade similar. Os resultados indicam uma redução na espessura e na concentração do gelo marinho em regiões importantes de contribuição para formação da AFA, além de anomalias de TSM e SSM em regiões chave de convecção profunda no Atlântico Norte, como o Mar da Groenlândia e o Mar do Labrador, e em uma região de estabilização da APAN, o Mar Mediterrâneo. Apesar disso, a intensidade da AMOC apresenta um padrão similar entre os paleoclimas quentes e o *piControl*, apenas com mudanças assimétricas entre suas células. A célula superior mostrou-se ligeiramente intensificada e aprofundada nos cenários quentes, potencialmente associado ao aumento da SSM, e atingindo picos de transporte máximo superiores a 22 Sv no *lig127k*. Em contrapartida, a célula inferior exibiu uma redução do seu transporte e diminuição da sua extensão em direção ao norte, declinando de uma média de aproximadamente 7 Sv no *piControl* para cerca de 6,5 Sv no *midHolocene* e próximo a 5,5 Sv no *lig127k*, potencialmente em decorrência do degelo no Oceano Austral. O estudo desses paleoclimas funcionou como um teste *out-of-sample* importante, fornecendo subsídios científicos para aprimorar a confiabilidade das projeções climáticas diante do cenário contemporâneo de aquecimento global antropogênico, além de corroborar para o entendimento do comportamento da AMOC frente a diferentes forçamentos climáticos.

**Palavras-chave:** AMOC, modelagem paleoclimática, *midHolocene*, *lig127k*, AWI-CM3.

## ABSTRACT

The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) plays a fundamental role in regulating the global climate through the meridional transport of heat and salt, with its responses to climates warmer than the present being one of the main sources of uncertainty in future projections. This study investigated the sensitivity and natural variability of the AMOC under different orbital forcings relative to the Mid-Holocene and Last Interglacial periods. Quasi-equilibrium numerical simulations were conducted, comparing both periods to the Pre-Industrial control scenario. The three simulations are named *midHolocene*, *lig127k*, and *piControl*, respectively, and were performed using the AWI-CM3 coupled global climate model. Model validation against the PHC3.0 and 20CRv3 reanalyses identified systematic biases, which are nevertheless consistent with patterns observed in other models of similar complexity. The results indicate a reduction in sea ice thickness and concentration in important source regions for NADW formation, alongside SST and SSS anomalies in key deep convection regions of the North Atlantic, such as the Greenland Sea and the Labrador Sea, as well as in a stabilization region for AABW, the Mediterranean Sea. Despite this, AMOC intensity exhibits a similar pattern between the warm paleoclimates and the *piControl*, showing only asymmetric changes between its cells. The upper cell appeared slightly intensified and deepened in the warm scenarios, potentially associated with the increase in SSS, and reaching maximum transport peaks exceeding 22 Sv in the *lig127k*. Conversely, the lower cell exhibited a reduction in its transport and a decrease in its northward extent, declining from an average of approximately 7 Sv in the *piControl* to about 6.5 Sv in the *midHolocene* and close to 5.5 Sv in the *lig127k*, potentially due to melting in the Southern Ocean. The study of these paleoclimates served as an important out-of-sample test, providing scientific insights to enhance the reliability of climate projections in the face of the contemporary anthropogenic global warming scenario, while also contributing to the understanding of AMOC behavior under different climate forcings.

**Keywords:** AMOC, paleoclimate modeling, *midHolocene*, *lig127k*, AWI-CM3.

## LISTA DE FIGURAS E TABELAS

|                                                                                                                                                                                                                                                                         |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figura 1</b> - Representação esquemática das principais componentes da Circulação Meridional do Atlântico (AMOC).....                                                                                                                                                | 14 |
| <b>Figura 2</b> - Representação esquemática das principais massas d'água do Oceano Atlântico...                                                                                                                                                                         | 15 |
| <b>Figura 3</b> - Representação esquemática da dinâmica das massas d'água no Oceano Austral...                                                                                                                                                                          | 17 |
| <b>Figura 4</b> - Diagrama de <i>Hovmöller</i> da anomalia de radiação solar incidente no topo da atmosfera a) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ).....                                                                              | 22 |
| <b>Tabela 1</b> - Configurações dos experimentos.....                                                                                                                                                                                                                   | 26 |
| <b>Figura 5</b> - Configurações orbitais para os experimentos <i>piControl</i> , <i>midHolocene</i> e <i>lig127k</i> ..                                                                                                                                                 | 27 |
| <b>Figura 6</b> - Diferença das médias do <i>piControl</i> para a) (TSM - PHC 3.0); b) (SSM - PHC 3.0) e c) (Temperatura do ar - 20CRv3).....                                                                                                                           | 32 |
| <b>Figura 7</b> - Diagrama de <i>Hovmöller</i> da anomalia da temperatura do ar a) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ).....                                                                                                          | 34 |
| <b>Figura 8</b> - Espessura média do gelo marinho no Oceano Ártico em setembro para a) <i>lig127k</i> , b) <i>midHolocene</i> e c) <i>piControl</i> e em março para d) <i>lig127k</i> , e) <i>midHolocene</i> e f) <i>piControl</i> ...                                 | 35 |
| <b>Figura 9</b> - Anomalia da espessura média do gelo marinho para setembro no Oceano Ártico a) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ) e para março c) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e d) ( <i>midHolocene - piControl</i> ).....      | 37 |
| <b>Figura 10</b> - Espessura média do gelo marinho no Oceano Austral em setembro para a) <i>lig127k</i> , b) <i>midHolocene</i> e c) <i>piControl</i> e em março para d) <i>lig127k</i> , e) <i>midHolocene</i> e f) <i>piControl</i> .....                             | 38 |
| <b>Figura 11</b> - Anomalia da espessura média do gelo marinho para setembro no Oceano Austral a) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ) e para março c) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e d) ( <i>midHolocene - piControl</i> ).....    | 40 |
| <b>Figura 12</b> - Concentração média do gelo marinho no Oceano Ártico em setembro para a) <i>lig127k</i> , b) <i>midHolocene</i> e c) <i>piControl</i> e em março para d) <i>lig127k</i> , e) <i>midHolocene</i> e f) <i>piControl</i> .....                           | 41 |
| <b>Figura 13</b> - Anomalia da concentração média do gelo marinho para setembro no Oceano Ártico a) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ) e para março c) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e d) ( <i>midHolocene - piControl</i> ).....  | 43 |
| <b>Figura 14</b> - Concentração média do gelo marinho no Oceano Austral em setembro para a) <i>lig127k</i> , b) <i>midHolocene</i> e c) <i>piControl</i> e em março para d) <i>lig127k</i> , e) <i>midHolocene</i> e f) <i>piControl</i> .....                          | 44 |
| <b>Figura 15</b> - Anomalia da concentração média do gelo marinho para setembro no Oceano Austral a) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ) e para março c) ( <i>lig127k - piControl</i> ) e d) ( <i>midHolocene - piControl</i> )..... | 45 |
| <b>Figura 16</b> - Anomalia da salinidade média da superfície do mar a) ( <i>lig127k - piControl</i> ); b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ).....                                                                                                                      | 47 |
| <b>Figura 17</b> - Anomalia da temperatura média da superfície do mar a) ( <i>lig127k - piControl</i> ); b) ( <i>midHolocene - piControl</i> ).....                                                                                                                     | 48 |
| <b>Figura 18</b> - Seção transversal da função de corrente da AMOC para a) <i>lig127k</i> , b) <i>midHolocene</i> e c) <i>piControl</i> .....                                                                                                                           | 50 |
| <b>Figura 19</b> - Série temporal da intensidade máxima da AMOC na célula superior.....                                                                                                                                                                                 | 51 |
| <b>Figura 20</b> - Série temporal da intensidade máxima da AMOC na célula inferior.....                                                                                                                                                                                 | 52 |

## SUMÁRIO

|                                                                    |           |
|--------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1. INTRODUÇÃO.....</b>                                          | <b>11</b> |
| 1.1. Estrutura da AMOC.....                                        | 12        |
| 1.2. Massas d'água do Oceano Atlântico.....                        | 14        |
| 1.2.1. Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).....                | 14        |
| 1.2.2. Água de Fundo Antártica (AFA).....                          | 16        |
| 1.2.3. Massas d'águas superficiais.....                            | 17        |
| 1.3. Abordagens de estudo.....                                     | 18        |
| 1.4. Períodos e simulações do estudo.....                          | 19        |
| 1.5. Parâmetros orbitais e implicações.....                        | 20        |
| 1.6. Importância do estudo e hipótese.....                         | 22        |
| <b>2. OBJETIVOS.....</b>                                           | <b>23</b> |
| <b>3. METODOLOGIA.....</b>                                         | <b>24</b> |
| 3.1. Modelo e simulações.....                                      | 24        |
| 3.2. Estrutura experimental.....                                   | 25        |
| 3.3. Estrutura matemática.....                                     | 27        |
| 3.4. Tratamento dos dados.....                                     | 28        |
| <b>4. VALIDAÇÃO DO MODELO.....</b>                                 | <b>29</b> |
| <b>5. RESULTADOS.....</b>                                          | <b>32</b> |
| 5.1. Temperatura do Ar.....                                        | 32        |
| 5.2. Espessura do Gelo Marinho.....                                | 34        |
| 5.3. Concentração do Gelo Marinho.....                             | 40        |
| 5.4. Salinidade da Superfície do Mar (SSM).....                    | 45        |
| 5.5. Temperatura da Superfície do Mar (TSM).....                   | 47        |
| 5.6. Mapas de função de corrente.....                              | 48        |
| 5.7. Séries Temporais.....                                         | 50        |
| <b>6. DISCUSSÃO.....</b>                                           | <b>52</b> |
| 6.1. Influência na criosfera e mecanismos de <i>feedback</i> ..... | 53        |
| 6.2. Assinaturas de TSM e SSM.....                                 | 55        |
| 6.3. Estrutura e intensidade da AMOC.....                          | 57        |
| <b>7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>                                | <b>59</b> |
| <b>8. REFERÊNCIAS.....</b>                                         | <b>60</b> |

## 1. INTRODUÇÃO

A circulação oceânica pode ser dividida em duas principais formas: uma forçada pelo vento, que ocorre até as primeiras centenas de metros da coluna d'água, ou, por diferenças de densidade, sendo dominante em maiores profundidades. A circulação devido a diferenças de densidade é chamada de “circulação termohalina”, e recebe esse nome devido à influência da temperatura e da salinidade na variação da densidade da água (ZIKA *et al.*, 2012). A circulação termohalina geralmente funciona como uma circulação de revolvimento, onde águas quentes fluem próximo da superfície em direção aos polos, e consequentemente, resfriam e afundam, passando a fluir em direção à linha do Equador. Esse processo é um importante fator regulador do clima da Terra, pois contribui para o transporte de calor em direção aos polos, cerca de  $\frac{1}{4}$  do calor total transportado no sistema oceano/atmosfera, além de transportar águas profundas ricas em nutrientes para a superfície, processo essencial para a manutenção da biota (ZIKA *et al.*, 2012; BUCKLEY & MARSHALL., 2016).

O sistema de circulação termohalina que ocorre no Atlântico é denominado de Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico, aqui referenciada como AMOC (sigla em inglês para *Atlantic Meridional Overturning Circulation*). A AMOC vem ganhando atenção pela comunidade científica nos últimos anos devido a sua importância climática em diferentes escalas e potencial colapso. Esse sistema contribui para a redistribuição de calor global, influenciando regimes de precipitação e circulação atmosférica, além de ser responsável por cerca de metade da produção de águas profundas do oceano global, que atuam como importantes sumidouros de carbono (BUCKLEY & MARSHALL., 2016; WEIJER *et al.*, 2020). Dessa forma, sua força e variabilidade são monitoradas constantemente, de modo que a questão de como a AMOC pode mudar no futuro é amplamente debatida na literatura (LATIF *et al.*, 2022; TERHAAR *et al.*, 2025; BAKER *et al.*, 2025).

O potencial colapso da AMOC é indicado pelo seu recente enfraquecimento e através de diversas evidências baseadas nas temperaturas da superfície do mar, pela diferença de temperatura entre os hemisférios, por proxies de corais e por medições oceânicas (RAHMSTORF *et al.*, 2025). Trabalhos como os do Lenton *et al.* (2019); Wunderling *et al.* (2024) e Armstrong McKay *et al.* (2022) detalham o interessante conceito dos pontos de inflexão ou *tipping points*, que se baseia em limiares críticos, que quando ultrapassados, em virtude das mudanças climáticas, geram respostas rápidas, com grandes proporções e frequentemente irreversíveis.

Em um relatório publicado por Lenton *et al.* (2025), denominado “*Global tipping points report 2025*”, é possível observar algumas dessas consequências e de que forma elas poderiam ocorrer. O estudo relata que o colapso da AMOC comprometeria a Europa e partes da África e das Américas com perturbações climáticas regionais de longo prazo. Uma vez iniciado, o enfraquecimento da AMOC pode perturbar rapidamente os padrões de temperatura e precipitação em todos os continentes, e resfriar partes da Europa e do Atlântico Norte, revertendo as tendências regionais de aquecimento. O norte e o oeste da Europa, a África Ocidental e partes da América do Norte e do Sul seriam impactados de forma diferenciada pela perturbação dos padrões de chuva e temperatura. A inflexão da AMOC impactaria desproporcionalmente um grupo específico de aliados geopolíticos (Reino Unido, EUA e Europa Ocidental).

A mudança na AMOC também pode afetar a estabilidade da floresta amazônica, a monção da África Ocidental e deslocar a Zona de Convergência Intertropical, pois pode perturbar a dinâmica de jatos atmosféricos e criar um deslocamento para o sul da faixa de chuva intertropical, o que pode desencadear uma instabilidade alimentar em uma escala nunca vista nos tempos modernos. Todos esses fatores podem tornar algumas regiões, incluindo as densamente povoadas, menos habitáveis, levando à pobreza, migração, tensões políticas e conflitos (LENTON *et al.*, 2025; FORSTER *et al.*, 2026). Desse modo, os estudos relacionados à AMOC são imprescindíveis para aconselhar estratégias de adaptação e mitigação dos efeitos da atual conjuntura de mudanças climáticas que a sociedade moderna está testemunhando.

### **1.1. Estrutura da AMOC**

A AMOC é um sistema de correntes oceânicas que compõem a circulação termohalina. Esse sistema funciona através de duas células, a superior e a inferior, aqui também referenciadas de AMOC superior e AMOC inferior. A célula superior gira verticalmente no sentido horário do Hemisfério Sul ao Hemisfério Norte e possui dois principais ramos: o ramo superficial, que transporta águas quentes e salgadas superficiais para o norte, até as altas latitudes; e o ramo profundo, que retorna águas frias e densas que se deslocam para o sul (JIANG *et al.*, 2023). Já a célula inferior gira verticalmente no sentido anti-horário e é onde se encontra o ramo abissal, que consiste no fluxo para norte da Água de Fundo Antártica (AFA) formada no Oceano Austral, que ressurge e se mistura com o ramo profundo, a APAN, fluindo para o sul (Figura 1; BUCKLEY & MARSHALL, 2016).

No Atlântico Sul, o fluxo para norte na camada superficial, que contribui para a AMOC, tem uma de suas fontes a partir da Corrente de Benguela. Uma porção dessas águas flui em direção ao limite oeste na Corrente Sul Equatorial e, em seguida, viaja para norte através do equador na Corrente Norte do Brasil (CNB) (STRAMMA & ENGLAND, 1999). O fluxo superficial para norte no giro subtropical do Hemisfério Norte é transportado pela Corrente do Golfo, que se separa da costa no Cabo Hatteras e se torna um jato meandrante livre para nordeste. Na Cauda dos Grandes Bancos, as águas quentes da Corrente do Golfo, que fluem para norte, encontram as águas frias da Corrente do Labrador, a corrente de contorno oeste do giro subpolar ciclônico, que fluem para sul. A maior parte das águas próximas à superfície da Corrente do Labrador junta-se à Corrente do Golfo para formar a Corrente do Atlântico Norte (CAN) a leste dos Grandes Bancos (ROSSBY, 1999).

As águas quentes transportadas pela CAN seguem em direção ao norte, no Oceano Ártico. A intensa perda de fluviabilidade e a mistura nas águas marginais do Atlântico Norte, tanto em mar aberto (MARSHALL & SCHOTT, 1999) quanto ao redor das bordas das bacias (SPALL & PICKART, 2001), fazem com que essas águas superficiais se tornem densas e afundem a grandes profundidades. Essas águas densas formam uma parte da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que compreende aproximadamente a faixa de 1500-4000 m de profundidade, e segue em direção às altas latitudes do Hemisfério Sul, transportadas pela Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCOP), onde ressurge para a formação da Água Intermediária Antártica (AIA) e contribui com a Água de Fundo Antártica (AFA) (TALLEY *et al*, 2011).

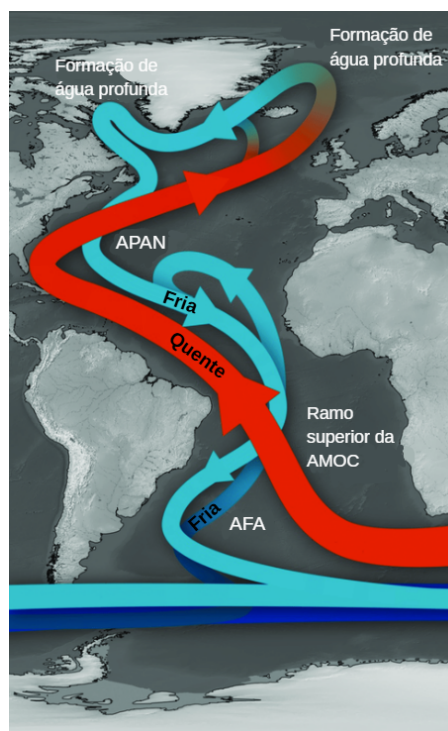


Figura 1 - Representação esquemática das principais componentes da Circulação Meridional do Atlântico (AMOC). O ramo superior da AMOC, que flui para o norte (seta vermelha), transporta águas quentes e salinas para o Atlântico Norte. A formação das Águas Profundas do Atlântico Norte (APAN) ocorre em altas latitudes no Atlântico Norte. A APAN, que flui para o sul, situa-se acima da Água de Fundo Antártica (AFA). (Adaptado de Crivellari (2018))

## 1.2. Massas d'água do Oceano Atlântico

### 1.2.1 Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)

A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), com temperatura variando entre 3-4°C e salinidade entre 34,6-35, é a massa de água profunda de maior importância para a circulação termohalina, pois representa quase integralmente o ramo profundo da AMOC ao fluir do Atlântico Norte para o Atlântico Sul pela CCOP (PEREIRA *et al.*, 2014). A APAN pode ser subdividida em três ramos: um ramo superior com máximos de salinidade e dois ramos profundos com máximos de oxigênio, com cada ramo possuindo uma assinatura característica de massas d'águas específicas. Os máximos de salinidade do ramo superior podem ser explicados pela contribuição da Água do Mediterrâneo (AM), que é formada em uma região com balanço positivo de sal, ou seja, onde a evaporação supera o aporte de água doce, como precipitação e descarga fluvial (STRAMMA & ENGLAND, 1999). Por outro lado, os máximos de oxigênio são atribuídos às Águas de Transbordo dos Mares Nórdicos (ATMNs) e à Água do Mar do Labrador (AML), pois são massas d'águas de formação recente, ou seja,

ainda com um curto tempo de residência do oxigênio na coluna d'água e consequentemente um consumo reduzido pela biota. As ATMNs e AML participam do fluxo da APAN nas altas latitudes, que devido a essa localização geográfica, também lhe garante uma baixa temperatura (Figura 2; TALLEY & MCCARTNEY, 1982).

No Atlântico Norte, a APAN recebe contribuições da AM, AML, ATMN e da Água Modal Subpolar (AMSP), porém no Atlântico Sul, ressurge contribuindo com a AIA, que assim como a AML, possui baixa salinidade, variando entre 34,2 e 34,4 (Figura 2). A AIA localiza-se entre 40°S-30°N, com temperatura variando entre 3°C - 5°C e densidade entre 1027,1 - 1027,3 kg m<sup>-3</sup>. É formada na região da Zona da Frente Polar Antártica e ao entrar no Atlântico, se desloca pela costa leste do Brasil até que deflete para o leste na região da Confluência Brasil-Malvinas, onde é carregada pelo giro subtropical, de modo que retorna à costa da América pela CNB (SANTOSO & ENGLAND, 2004).

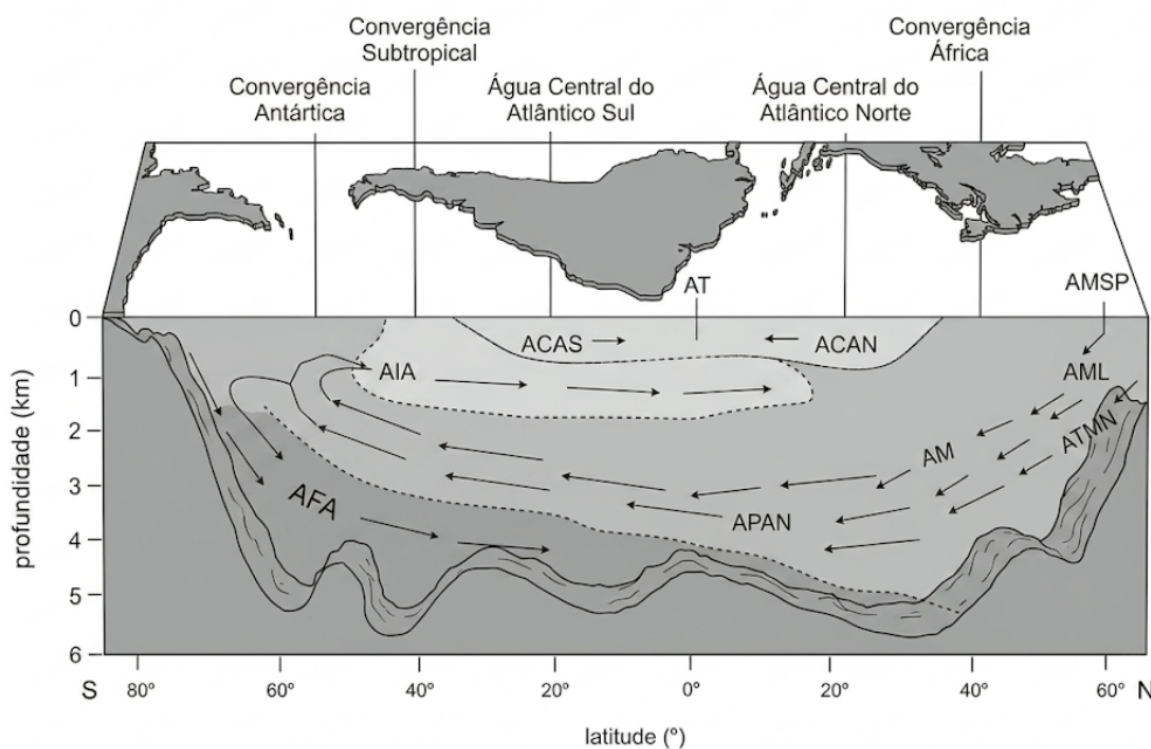


Figura 2 - Representação esquemática das principais massas d'água do Oceano Atlântico. A AFA, a AIA e a ACAS se formam no Atlântico Sul, enquanto que a APAN, a AMSP, a AML, as ATMNs, a AM e a ACAN são formadas no Atlântico Norte. Todas seguem de sua região de formação nos dois hemisférios em direção ao Equador. (Retirado de Matos (2016); modificado de:

[https://cursos.unisantabr/oceanografia/correntes\\_marinhas/Image11.gif](https://cursos.unisantabr/oceanografia/correntes_marinhas/Image11.gif))

### 1.2.2 Água de Fundo Antártica (AFA)

A Água de Fundo Antártica (AFA) se mistura constantemente com as águas adjacentes à medida que se move, portanto, qualquer definição regional que se baseia em um valor de temperatura e salinidade fixo é ineficaz se aplicado em áreas maiores do oceano. Dessa forma, essa massa d'água pode ser definida como o volume total de águas de fundo do sul que são mais densas do que a Água Profunda Circumpolar (APC) da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), ou seja, com densidade maior ou igual a  $1028,27 \text{ kg m}^{-3}$  (ORSI *et al.*, 1999). No Oceano Atlântico, possui salinidade média de 34,66 e é considerada a massa d'água mais fria, com temperatura potencial média em torno de  $-0,30^{\circ}\text{C}$  (STRAMMA & ENGLAND, 1999; ORSI *et al.*, 1999).

A AFA é inicialmente formada através da Água de Plataforma Densa (APD), que perde fluatibilidade ao interagir com as plataformas de gelo nos mares de Weddell, Ross e fora da costa de Adélie (OHSHIMA *et al.*, 2013). Esse processo de perda de fluatibilidade faz com que a massa de água afunde rente ao talude continental, ocupando a camada abissal do oceano, posicionada abaixo da APC e da APAN (Figura 3). Uma vez no domínio oceânico, a trajetória da AFA é fortemente influenciada pela topografia do fundo, acumulando-se em bacias profundas e fluindo em direção ao norte através de passagens estreitas e fendas em barreiras como a Dorsal Meso-Atlântica, promovendo mistura turbulenta com as massas de água sobrejacentes (Figura 3; ORSI & BULLISTER, 1996). Esse mecanismo de mistura é um pilar fundamental para a AMOC, pois altera as propriedades físicas da AFA, reduzindo gradualmente sua densidade e aumentando sua fluatibilidade, para permitir sua eventual ressurgência (ORSI *et al.*, 1999).

A AFA desempenha um papel crucial na regulação do clima da Terra, sendo responsável por ventilar o ramo abissal da AMOC, transportando águas frias e oxigenadas em direção à linha do Equador. A interação entre a AFA e a APAN define a estrutura vertical das camadas de fundo e profunda do Atlântico, respectivamente, e a eficiência do transporte global de calor. Portanto, o equilíbrio entre essas massas de água, é determinante para a estabilidade climática e para o desempenho da AMOC (ORSI *et al.*, 1999).

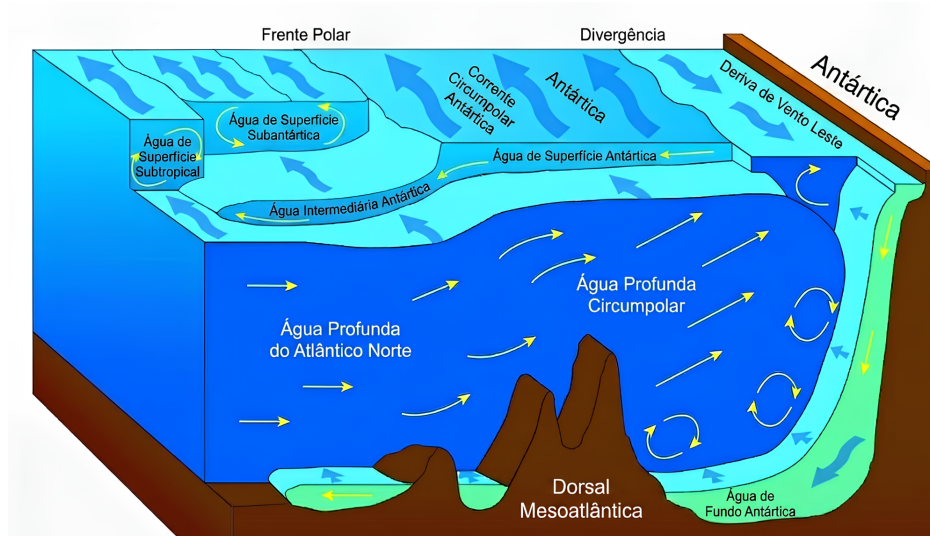


Figura 3 - Representação esquemática da dinâmica das massas d'água no Oceano Austral. (Modificado de: <https://www.antarcticglaciers.org/glaciers-and-climate/changing-antarctica/changes-circumpolar-deep-water/>)

### 1.2.3. Massas d'águas superficiais

Dentre as massas d'águas superficiais mais relevantes para a circulação termohalina do Atlântico estão as Águas Centrais, a Água Tropical (AT) e a AMSP (Figura 2). As Águas Centrais estão localizadas no centro do Oceano Atlântico e possuem profundidade média de 300 m na linha do Equador, aumentando à medida que chegam a latitudes médias. No Hemisfério Sul, localiza-se a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), formada na Zona de Convergência Subtropical do Atlântico Sul com densidade de  $1026,2 \text{ kg m}^{-3}$ , entre  $30\text{-}40^{\circ}\text{S}$ , podendo se estender até o Equador ou até pouco mais ao norte, com temperatura variando entre  $6^{\circ}\text{C}$  a  $18^{\circ}\text{C}$  e salinidade entre 34,5 e 36. No Hemisfério Norte, se encontra a Água Central do Atlântico Norte (ACAN), entre  $10^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{N}$ , formada na Zona de Convergência Subtropical do Atlântico Norte durante o inverno boreal, com densidade de  $1027,2 \text{ kg m}^{-3}$ . Possui intervalos maiores que a ACAS, tanto para temperatura quanto salinidade, que varia entre  $8^{\circ}\text{C}$  a  $19^{\circ}\text{C}$  e entre 35,1 e 36,7, respectivamente (TALLEY *et al.*, 2011). Próxima às latitudes tropicais e acima das Águas Centrais, entre os 200 metros de profundidade, localiza-se a Água Tropical (AT), com temperaturas acima de  $20^{\circ}\text{C}$  e salinidade maior que 36 (PEREIRA *et al.*, 2014).

Por fim, formada por água densas ao norte do giro subtropical e no giro subpolar do Atlântico Norte, está a AMSP, com características distintas a depender da região onde é formada, a exemplo do leste de Newfoundland onde possui densidade de  $1026,9 \text{ kg m}^{-3}$ , e do Mar do Labrador com densidade  $1027,8 \text{ kg m}^{-3}$ . As temperaturas variam de  $4^{\circ}\text{C}$  a  $14^{\circ}\text{C}$ , onde

a AMSP mais quente é formada ao norte do giro subtropical do Atlântico Norte, com temperatura de 14°C e densidade de 1026,9 kg m<sup>-3</sup>, seguindo a CAN e perdendo calor mais à leste, chegando aos 11°C e 1027,2 kg m<sup>-3</sup>. Quando a CAN flui para o norte, é separada em três ramos que formam, cada um, a sua própria AMSP. A mais importante dessas é a formada no Mar de Irminger, pois contribui para a formação da AML e a Água do Mar de Irminger (AMI), e consequentemente, a APAN, quando esta chega a temperaturas abaixo de 4°C (Figura 2; TALLEY & MCCARTNEY, 1982).

### 1.3. Abordagens de estudo

Uma das principais formas de se estudar a AMOC é através da modelagem paleoclimática. Esse método se baseia na tentativa de reconstruir a história dos oceanos pretéritos, permitindo estudar os efeitos das interações entre a circulação oceânica e as diferentes formas de forçamento climático, sendo muito útil na realização de prognósticos de mudanças climáticas futuras (JIANG *et al.*, 2023; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; WILLIAMS *et al.*, 2020). Estudar o comportamento da AMOC sob diferentes forçantes externas, em eras geológicas distintas, nos ajuda a identificar os mecanismos que levam às mudanças nas características da circulação (BUCKLEY & MARSHALL, 2016). Além disso, esse tipo de estudo também é utilizado como testes *out-of-sample* para validação de modelos de predição para cenários futuros. Dessa forma, se o modelo em questão consegue reproduzir a variabilidade climática de um período com parâmetros orbitais e concentrações de gases de efeito estufa diferentes, ele é considerado confiável para projeções futuras (HAYWOOD *et al.*, 2019).

Devido à elevada complexidade envolvendo um sistema de circulação oceânica como a AMOC, o uso de modelos climáticos acoplados tornou-se uma ferramenta importante, em virtude da sua eficiência na investigação da resposta do sistema climático a diferentes forçantes (HAYWOOD *et al.*, 2019). Dessa forma, o Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (*Coupled Model Intercomparison Project* ou CMIP) foi desenvolvido com o intuito de padronizar o desenvolvimento de simulações de modelos climáticos e facilitar a comparação entre diferentes modelos. Sua sexta fase, denominada CMIP6, possibilitou uma ampla gama de estudos focados na avaliação da sensibilidade da AMOC a diferentes forçantes e cenários, e em várias escalas temporais e espaciais (EYRING *et al.*, 2016).

Associado ao CMIP, o Projeto de Intercomparação de Modelagem Paleoclimática (*Paleoclimatic Model Intercomparison Project* ou PMIP) é uma iniciativa de longa data que

promove uma estrutura comum para modelagem do paleoclima com diversos modelos, informadas por reconstruções paleoclimáticas para facilitar descobertas valiosas sobre os mecanismos de mudança climática sob diferentes forçantes. O projeto PMIP tem contribuído para o CMIP e para os relatórios do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) desde a década de 1990, e neste momento encontra-se em sua fase 4, denominada PMIP4. Em comparação à sua terceira fase, PMIP3, o PMIP4 adicionou o Último Interglacial (há aproximadamente 127.000 anos) e o Plioceno Médio (há aproximadamente 3,2 milhões de anos) ao seu conjunto de experimentos. O PMIP também fomentou o desenvolvimento do Projeto de Intercomparação de Modelagem do Plioceno, (*Pliocene Model Intercomparison Project*), agora em sua terceira fase (HAYWOOD *et al.* 2024). Dessa forma, o PMIP se torna um projeto consolidado e necessário, buscando avaliar o quão bem os modelos acoplados participantes reproduzem estados climáticos que são radicalmente diferentes do atual e quais são os papéis dos *feedbacks* provenientes dos diferentes subsistemas climáticos (atmosfera, oceano, superfície terrestre, gelo marinho e gelo terrestre) na sensibilidade do sistema climático e nas mudanças climáticas regionais (KAGEYAMA *et al.*, 2018).

#### 1.4. Períodos e simulações do estudo

Nesta monografia, os experimentos paleoclimáticos conduzidos de acordo com os protocolos do PMIP4 são denominados de *midHolocene* e *lig127k*, referentes ao Holoceno Médio e o Último Interglacial, respectivamente. Estes são dois experimentos interessantes de serem simulados, porque examinam a resposta do sistema climático a mudanças relativamente simples nos parâmetros orbitais em comparação com o período Pré-Industrial (1850 d.C.), que aqui será abordado como o experimento de controle e chamado de *piControl* (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; WILLIAMS *et al.*, 2020). Ao comparar as anomalias climáticas de outros experimentos, sejam de eras geológicas ou cenários futuros, em relação ao *piControl*, é possível quantificar o impacto da variabilidade natural do sistema climático no comportamento da AMOC (WILLIAMS *et al.*, 2020; JIANG *et al.*, 2023).

O *piControl* é uma simulação de controle que representa as condições climáticas médias do período Pré-Industrial fixadas em um ano de referência como 1850 d.C. O objetivo do experimento *piControl* é simular um estado de equilíbrio (ou quasi-equilíbrio) do clima sem a influência significativa das emissões antropogênicas de gases de efeito estufa e aerossóis que começaram a se intensificar na era industrial. Isso permite isolar e estudar a variabilidade natural do sistema climático (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; JIANG *et al.*,

2023). O Holoceno Médio é um período que ocorreu aproximadamente entre 7.000 e 5.000 anos atrás, no entanto, é habitual que os modelos utilizem o experimento do *midHolocene*, em 6.000 anos antes do presente, visando abranger o seu pico térmico (JOUSSAUME & BRACONNOT, 1997). Para o Último Período Interglacial, que ocorreu entre 129–116 mil anos, tem-se que a faixa dos 127 mil anos (*lig127k*) é escolhida por representar o pico de aquecimento boreal (CAPRON *et al.*, 2017), além de gerar grande interesse, devido ao seu nível do mar mais elevado, entre 5 e 10 metros (CAPRON *et al.*, 2017; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017).

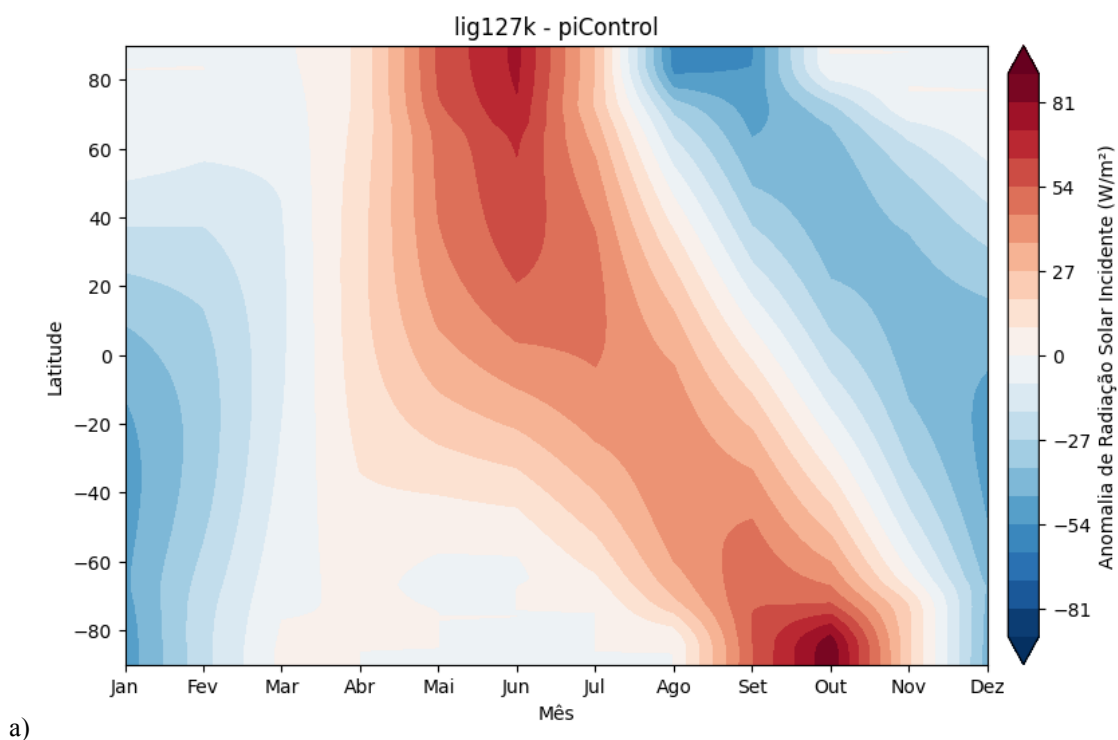
### 1.5. Parâmetros orbitais e implicações

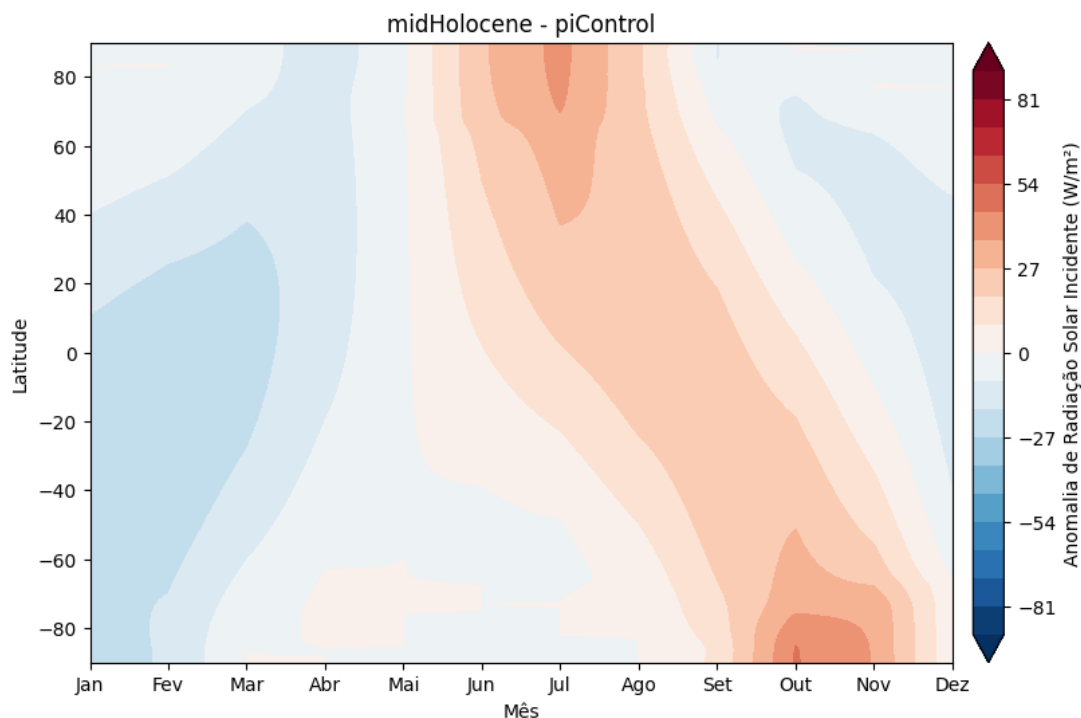
A principal diferença entre os períodos paleoclimáticos abordados neste estudo com o *piControl* está na distribuição latitudinal e sazonal da radiação solar incidente, ou insolação, causada por mudanças conhecidas nos parâmetros orbitais da Terra como excentricidade, obliquidade e precessão. Essas diferenças entre os parâmetros orbitais levam a uma anomalia positiva na insolação de verão no Hemisfério Norte para o *lig127k* e *midHolocene*, em comparação com o período Pré-Industrial, como é visto na Figura 4. Em comparação com o *midHolocene*, o *lig127k* teve uma influência mais intensa dos parâmetros orbitais, com anomalias de insolação sazonais ainda mais pronunciadas.

O diagrama superior (Figura 4a), referente ao experimento *lig127k*, exhibe essa anomalia de radiação solar incidente notavelmente mais forte. A característica mais proeminente é uma intensa anomalia positiva, alcançando magnitudes maiores que  $81 \text{ W/m}^2$ , e concentrada nas altas latitudes do Hemisfério Norte (acima de  $60^\circ \text{ N}$ ) durante os meses de primavera e verão, os períodos mais quentes do ano. Em contrapartida, há anomalias negativas, embora de menor magnitude (abaixo dos  $54 \text{ W/m}^2$ ), no Hemisfério Sul, concentrada em seu período de verão (dezembro, janeiro e fevereiro), além anomalias positivas concentradas durante a primavera austral, que chegam a superar  $81 \text{ W/m}^2$ , e que ocorrem concomitante às maiores anomalias negativas no Hemisfério Norte, durante o outono boreal, com valores um pouco acima de  $54 \text{ W/m}^2$ . Em termos de comparação, isso caracteriza o outono como uma estação do ano chave para demonstrar que a média global não é tão acentuada nessa estação e que, por isso, o verão boreal é o que apresenta maior influência no clima.

O diagrama inferior (Figura 4b), que representa o experimento do *midHolocene*, apresenta um padrão sazonal e latitudinal semelhante ao *lig127k*, com anomalias positivas no

verão do Hemisfério Norte e negativas no verão do Hemisfério Sul. No entanto, a magnitude máxima da anomalia é visivelmente menor. O pico positivo no Hemisfério Norte não atinge valores maiores que  $54 \text{ W/m}^2$ , o que representa um forçamento consideravelmente mais fraco em comparação com o *lig127k*. A diferença na magnitude do forçamento entre os dois períodos é uma consequência direta da variação dos parâmetros orbitais da Terra, principalmente da maior excentricidade da órbita terrestre observada durante o pico térmico do Último Interglacial.





b)

Figura 4 - Diagrama de *Hovmöller* da anomalia de radiação solar incidente no topo da atmosfera a) (*lig127k - piControl*) e b) (*midHolocene - piControl*).

### 1.6. Importância do estudo e hipótese

Estudar esses dois períodos em conjunto ajuda a compreender os processos de interação entre a intensidade da radiação solar e o funcionamento da circulação atmosférica e oceânica (WILLIAMS *et al.*, 2020; JIANG *et al.*, 2023; MATOS *et al.*, 2025). Apesar da sua utilidade nos estudos envolvendo a AMOC, é importante frisar que esse processo de intensificação da radiação solar não se apresenta como um aumento global e uniforme, como é o caso das forçantes por gases de efeito estufa adicionadas a simulações que englobam o protocolo do PMIP4. Em vez disso, em virtude da variação dos parâmetros orbitais, temos como resultado uma redistribuição sazonal e latitudinal da energia solar. Além disso, a força orbital atua principalmente na radiação de ondas curtas, enquanto as mudanças antropogênicas na concentração dos gases de efeito estufa atuam principalmente no fluxo de radiação de ondas longas (WILLIAMS *et al.*, 2020). Apesar dessas diferenças, os mecanismos de *feedbacks* climáticos do planeta operam sob as mesmas leis da física (RUDDIMAN, 2014; KAGEYAMA *et al.*, 2018).

Esse pico de radiação ocasionado pelo forçamento orbital, localizado no tempo e no espaço (o verão boreal em altas latitudes), funciona como um "gatilho" para a amplificação

polar, e a magnitude desse pico dita a intensidade da resposta climática subsequente, que pode estar relacionada às variações na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), Salinidade da Superfície do Mar (SSM), temperatura do ar, e espessura e concentração do gelo marinho nos polos. Essa relação é mediada por *feedbacks* poderosos, como a retroalimentação gelo-albedo, onde uma vez que a energia solar adicional concentrada no verão polar impulsiona o derretimento do gelo, expõe superfícies de albedo mais baixo, que por sua vez aumentam a absorção de energia e aceleram o aquecimento (RUDDIMAN, 2014).

Entender e quantificar a força dos *feedbacks* da atmosfera, oceano, criosfera e superfície terrestre em experimentos informados por paleodados robustos pode ser um dos primeiros passos para adquirir um melhor entendimento do comportamento da AMOC no cenário climático, permitindo melhores previsões, e consequentemente, oferecendo a segurança preditiva essencial para informar decisões e políticas em fóruns de governança global. Desta forma, esta monografia tem como hipótese principal que a análise da variabilidade natural da AMOC, mediante diferentes forçantes em paleoclimas considerados mais quentes que o controle Pré-Industrial, fornece entendimento crucial sobre os mecanismos governantes das mudanças climáticas do passado e utiliza como método a comparação de resultados de experimentos paleoclimáticos.

## 2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é analisar a influência dos *feedbacks* provenientes dos diferentes subsistemas paleoclimáticos na variabilidade natural da AMOC, em paleoclimas considerados mais quentes que o período Pré-Industrial, através da comparação dos resultados de experimentos para o Holoceno Médio e Último Interglacial.

Os objetivos específicos são:

- Avaliar e comparar as anomalias das variáveis simuladas em cada experimento em relação ao *piControl*.
- Quantificar e determinar as diferenças entre a AMOC em estado de equilíbrio para cada experimento.
- Correlacionar a variabilidade da AMOC com as anomalias das variáveis simuladas.

### 3. METODOLOGIA

#### 3.1. Modelo e simulações

Foi utilizado o modelo AWI-CM3 (*Alfred Wegener Institute - Climate Model version 3*; STREFFING *et al.*, 2022) para realização de simulações de quasi-equilíbrio do *piControl* e dos paleoclimas do *midHolocene*, há 6 mil anos atrás, e *lig127k*, há 127 mil anos atrás. Essas simulações abrangem os últimos 200 anos, com saídas anuais, de uma simulação de *spin-up* equilibrada de 1000 anos, seguindo as diretrizes do CMIP6 (EYRING *et al.*, 2016). A resolução espacial definida é de 1x1 grau e as variáveis utilizadas são: radiação solar incidente no topo da atmosfera, TSM, SSM, temperatura do ar e extensão do gelo marinho para março e setembro. Essa última, referente ao gelo marinho, é dividida em concentração e espessura, onde a concentração de gelo marinho se refere à porcentagem de uma área oceânica coberta por gelo, enquanto a espessura do gelo marinho representa a profundidade vertical dessa camada de gelo.

O AWI-CM3 se encaixa nos requisitos deste estudo pois possui um acoplamento de todas as componentes necessárias (atmosférica, oceânica e gelo marinho) para análise das variáveis citadas anteriormente. O modelo já foi aplicado com sucesso em estudos que analisam padrões climáticos e a sensibilidade climática a diferentes forçantes do passado, presente, e futuro, com experimentos tanto de equilíbrio quanto transientes, apresentando performance similar ou melhor que outros modelos participantes dos projetos CMIP6, PMIP4 e PlioMIP2 (STREFFING *et al.*, 2022, SHI *et al.*, 2023, MA *et al.*, 2024, MATOS *et al.*, 2025, MATOS *et al.*, 2026, ZAPPONINI *et al.*, 2026). Além disso, o modelo AWI-CM3 está incluído na nova fase do projeto PlioMIP, o PlioMIP3, o que aumenta a sua contribuição e uso perante a comunidade científica, o firmando como uma opção contundente para a realização de estudos focados em mudanças climáticas através de diferentes escalas temporais.

A componente atmosférica é a versão de código aberto do *Integrated Forecast System*, versão 43r3v2 (OpenIFS; BUIZZA *et al.*, 2017), desenvolvido pelo *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF). Já as componentes oceânica e de gelo marinho foram desenvolvidas no AWI e consiste do modelo hidrostático de circulação oceânica e de gelo marinho FESOM2.5 (*Finite volumE Sea-ice Ocean Model*, versão 2.5; DANILOV *et al.*, 2017; SCHOLZ *et al.*, 2019, 2022), que é baseado em malhas triangulares não estruturadas. O acoplador utilizado é o OASIS3-MCT4 (*Ocean, Atmosphere, Sea Ice, Soil Model Coupling Toolkit*, versão 4; CRAIG *et al.*, 2017).

O OpenIFS foi empregado com resolução horizontal de aproximadamente 100 km em uma grade octaédrica cúbica, visando proporcionar maior resolução e menores custos computacionais em comparação com grades lineares tradicionais (MALARDEL *et al.*, 2016). O FESOM2.5 foi empregado a partir de uma configuração de malha oceânica COREII com resolução nominal de um grau no interior do oceano, refinada para um terço de grau próximo ao Equador e aproximadamente 24 km ao norte de 50° N. Além disso, a superfície oceânica é discretizada em aproximadamente 127.000 nós de malha. O modelo utiliza também 46 níveis de profundidade implementados sob um esquema de coordenadas verticais Arbitrário-Lagrangiano-Euleriano (ALE), que permite configurações flexíveis de camadas verticais. Para essas simulações, foi empregado o sistema de coordenadas verticais  $z^*$  (ADCROFT & CAMPIN, 2004), que dimensiona as camadas verticais proporcionalmente à altura da superfície do mar, para reduzir a mistura espúria em regiões com forte estratificação (PETERSEN *et al.*, 2015).

### 3.2. Estrutura experimental

Seguindo os protocolos apresentados por Otto-Bliesner *et al.* (2017), foram executadas as simulações referentes ao *midHolocene* e ao *lig127k*. Embora tais experimentos mantenham a mesma configuração geográfica adotada no cenário de controle *piControl*, eles apresentam variações nas concentrações de gases de efeito estufa (GEE) e nos parâmetros orbitais, conforme detalhado na Tabela 1. Para o *midHolocene*, os níveis de GEE foram estabelecidos a partir de uma versão atualizada de reconstruções baseadas em testemunhos de gelo da Antártica e da Groenlândia (JOOS & SPAHNI, 2008; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; BRIERLEY *et al.*, 2020). No caso do *lig127k*, devido à ausência de dados provenientes da Groenlândia, adotaram-se as concentrações propostas por Otto-Bliesner *et al.* (2017), fundamentadas na média dos registros antárticos para a janela temporal de 127,5 a 126,5 ka.

As configurações orbitais de ambos os experimentos seguem a solução astronômica de Berger & Loutre (1991), adotando o equinócio vernal fixo ao meio dia em 21 de março, e evitando mudanças nos picos sazonais caso fossem definidos para o outono (Tabela 1). Consequentemente, tanto o *midHolocene* quanto o *lig127k* exibem uma insolação elevada no Hemisfério Norte, embora combinado com concentrações de gases de efeito estufa (GEE) inferiores ao cenário *piControl* (CAPE - Last Interglacial Project Members, 2006; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017). O desenho experimental visa, portanto, isolar o impacto do aumento da radiação solar boreal no sistema climático, sob condições em que o forçamento de

GEE isolado resultaria em um resfriamento médio. Visto que variáveis como constante solar, paleogeografia e mantos de gelo permanecem inalteradas em relação ao controle, os resultados refletem estritamente a resposta climática às flutuações orbitais e de GEE (Tabela 1).

A principal diferença entre os períodos está nos parâmetros orbitais da Terra como excentricidade, obliquidade e precessão. Apesar disso, as concentrações de gases de efeito estufa eram semelhantes às do período Pré-Industrial e as configurações continentais também eram muito semelhantes às modernas. Durante os dois períodos, a excentricidade, que é o desvio da órbita da Terra em relação a um círculo perfeito, foi maior do que durante o *piControl*. Enquanto isso, o periélio, o ponto mais próximo do Sol na órbita, ocorreu muito mais próximo do solstício de verão boreal. A obliquidade, a inclinação do eixo da Terra, também foi maior durante esses dois períodos mais quentes que o Pré-Industrial (Figura 5; Tabela 1).

|                          | <i>piControl</i> (1850 d.C.)          | <i>midHolocene</i> (6ka)              | <i>ligl27k</i> (127ka)                |
|--------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Parâmetros orbitais      |                                       |                                       |                                       |
| Excentricidade           | 0.016764                              | 0.018682                              | 0.039378                              |
| Obliquidade              | 23.459                                | 24.105                                | 24.040                                |
| Periélio - 180°          | 100.33°                               | 0.87°                                 | 275.41°                               |
| Equinócio vernal         | Fixado para o meio dia de 21 de março | Fixado para o meio dia de 21 de março | Fixado para o meio dia de 21 de março |
| Gases de efeito estufa   |                                       |                                       |                                       |
| Dióxido de carbono (ppm) | 284.3                                 | 264.4                                 | 275                                   |
| Metano (ppb)             | 808.2                                 | 597                                   | 685                                   |
| Óxido nitroso (ppb)      | 273.0                                 | 262                                   | 255                                   |
| Constante solar          | 1360.747                              | Igual ao <i>piControl</i>             | Igual ao <i>piControl</i>             |
| Paleogeografia           | Moderna                               | Igual ao <i>piControl</i>             | Igual ao <i>piControl</i>             |
| Mantos de gelo           | Moderno                               | Igual ao <i>piControl</i>             | Igual ao <i>piControl</i>             |

Tabela 1 - Configurações dos experimentos.

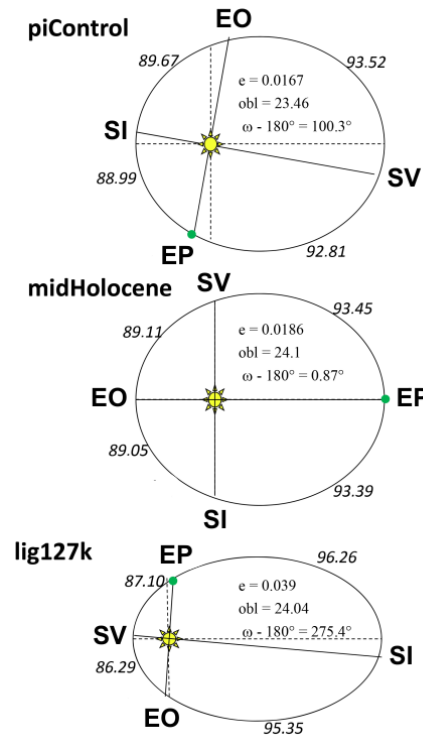


Figura 5 - Configurações orbitais para os experimentos *piControl*, *midHolocene* e *lig127k*. Nestes gráficos, EP representa equinócio de primavera, SV representa solstício de verão, EO representa equinócio de outono e SI representa solstício de inverno. Os números ao longo da elipse representam o número de dias entre solstícios e equinócios. As siglas “ $\omega$ ”, “ $e$ ” e “ $obl$ ” significam periélio, excentricidade e obliquidade, respectivamente. (Adaptado de Otto-Bliesner *et al.*, 2017)

### 3.3. Estrutura matemática

A estrutura matemática que permeia esse estudo está definida em Sidorenko *et al.* (2020a) e os algoritmos desenvolvidos para diagnósticos da AMOC em malhas não estruturadas podem ser encontrados em Sidorenko *et al.* (2020b). Nesses algoritmos, as funções de corrente são calculadas diretamente na malha não estruturada do modelo, utilizando uma abordagem conhecida como “*binning*”, que evita a interpolação e preserva a conservação de massa. Dessa forma, são identificados elementos de malha (que nesse caso são triangulares) ou arestas que interseccionam uma latitude ou densidade selecionada e os fluxos normais a essas seções são integrados utilizando a discretização de volumes finitos, garantindo total consistência geométrica com a grade não estruturada. A definição matemática utilizada neste estudo é referente a AMOC no campo da profundidade (z-AMOC) e pode ser vista na equação abaixo:

$$\psi_z(y, z) = \int_{Norte}^y \int_{E_x}^{W_x} w(x', y', z) dx' dy',$$

Onde “ $w$ ” é a velocidade vertical,  $x'$  e  $y'$  representam as distâncias zonal e meridional, respectivamente, e  $z$  representa a profundidade. Os limites de *Norte* a  $y$  indicam a integração a partir de uma latitude de referência, geralmente o limite norte do domínio, até a latitude  $y$ , definidas em 84°N e 34°S, respectivamente. Os limites de “ $E_x$ ” a “ $W_x$ ” indicam a integração total do limite leste ao limite oeste do domínio.

### 3.4. Tratamento dos dados

Após obter as saídas dos três experimentos, foi realizado o tratamento dos dados gerados através da linguagem de programação *Python*, onde foram construídos e confeccionados mapas e *Hovmöllers* (visando uma representação gráfica em função do espaço e do tempo) das anomalias das variáveis simuladas nos diferentes subsistemas paleoclimáticos em relação ao *piControl*, com o auxílio de bibliotecas como *numpy*, *xarray*, *matplotlib* e *cartopy*. A simulação *piControl* foi realizada com uma duração de 1200 anos, enquanto que as simulações *lig127k* e *midHolocene* foram inicializadas a partir do *piControl*, com duração total de 1000 anos. Apenas os últimos 200 anos das simulações foram utilizados para as análises, de modo a capturar o padrão de equilíbrio dos processos investigados e evitar a influência do período de adaptação do modelo às diferentes forçantes. Para garantir que todas as simulações, de fato, atingiram o equilíbrio, foi analisada a tendência do desbalanço radiativo no topo da atmosfera para os últimos 200 anos, admitindo-se o limite inferior de 0.05 W.m<sup>-2</sup> por século, que é o limite adotado pela comunidade científica (WILD, 2020). Segundo esta análise, o desbalanço radioativo das simulações *piControl*, *lig127k*, e *midHolocene* é de 0.002 W.m<sup>-2</sup>, -0.044 W.m<sup>-2</sup> e -0.032 W.m<sup>-2</sup>, respectivamente. Portanto, todas as simulações se encontram em equilíbrio. (MATOS et al., 2025).

Também foram construídas seções de função de corrente para o *piControl*, *midHolocene* e *lig127k*, e as séries temporais para avaliação da intensidade máxima da AMOC superior e inferior. Para a AMOC superior, foi adotado o índice utilizado em Mecking et al. (2017), que calcula a intensidade máxima da AMOC, entre 30° e 45° N, de 500 a 3000 m, enquanto para a AMOC inferior, foi utilizado o índice de Ackermann et al. (2024), cuja intensidade máxima é calculada entre 30°S até o seu limite ao norte, dependendo do período

de estudo, e nas profundidades de 2.600-5.000 m. Os mapas com as anomalias das variáveis de estudo foram criados a partir do cálculo da média para a variável de interesse em todo o período de estudo, que são os últimos 200 anos das simulações de quasi-equilíbrio. Tendo obtido esse valor, o segundo passo foi subtrair a média da variável de interesse do paleoclima quente (*midHolocene* e *lig127k*) com a média para o *piControl*. Dessa forma, anomalias positivas implicam médias maiores para os paleoclimas quentes e anomalias negativas implicam médias maiores para o período Pré-Industrial. O processo para construção dos *Hovmöllers* é semelhante, porém neles foram apresentadas as anomalias das variáveis mensais, ou seja, considerando os meses climatológicos para os anos de estudo.

Para os mapas com dados de anomalias de TSM e SSM, foi utilizado a função *ttest\_ind* da biblioteca *scipy.stats* para realizar um teste t independente (*Welch's t-test*), seguindo as diretrizes do CMIP6 (MATOS *et al.*, 2025). Este teste estatístico é usado para determinar se existe uma diferença significativa entre as médias de duas amostras independentes. Para cada valor de diferença, há um *valor-p* associado, que define a probabilidade de observar uma diferença extrema entre as médias das amostras. Em termos mais simples, um *valor-p* baixo sugere que a diferença observada não é devido ao acaso. Foi utilizado um nível de significância de 0.05, de modo que, se o *valor-p* for menor que este nível ( $p < 0.05$ ), a diferença é considerada estatisticamente significativa, caso contrário ( $p > 0.05$ ), a diferença não é considerada significativa. Nos mapas, áreas com *valor-p* maior que 0.05 foram hachuradas. Essas áreas hachuradas são, portanto, aquelas que indicam onde as diferenças observadas podem ser devido ao acaso e não a uma mudança real entre os cenários.

#### 4. VALIDAÇÃO DO MODELO

A fase de validação do modelo passou por duas etapas: uma para variáveis oceanográficas (TSM e SSM) e outra para a temperatura do ar, uma variável atmosférica. Esse processo consistiu no cálculo da diferença entre as médias para o *piControl* com as médias obtidas para diferentes bancos de dados, como o NOAA/CIRES/DOE *20th Century Reanalysis V3* (20CRv3), para temperatura do ar, e o *Polar Science Center Hydrographic Climatology* (PHC 3.0), para TSM e SSM. As médias foram calculadas para um período de 15 anos antes e depois de 1850, o ano de referência do *piControl*, configurando uma média climatológica de 30 anos.

Além disso, para fins de análise estatística, foram calculados o *rmsd* (*root mean square deviation*, sigla em inglês para erro quadrático médio) e o *bias* (ou viés). O *rmsd* é uma

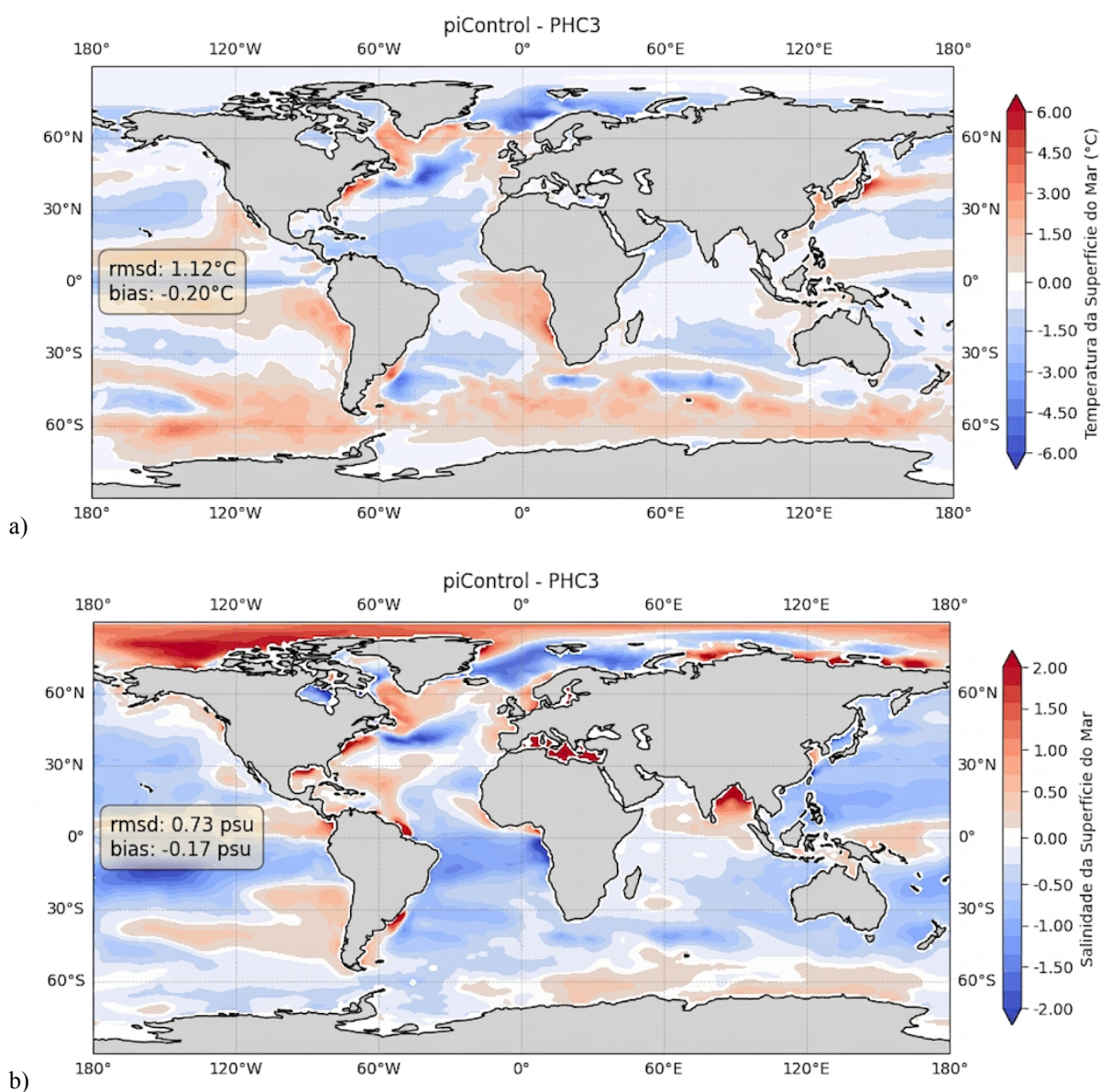
medida que quantifica a diferença média entre os valores previstos por um modelo e os valores observados ou provenientes da reanálise, ou seja, quanto mais próximo de zero, melhor é o ajuste do modelo aos dados. Já o *bias* refere-se a um erro sistemático e persistente que faz com que os resultados de um modelo se desviem consistentemente dos valores da reanálise. Basicamente, ele mede a tendência de um modelo em superestimar ou subestimar consistentemente um valor, de modo que um *bias* positivo indica superestimação, enquanto um *bias* negativo indica subestimação. Os baixos valores do *rmsd* e do *bias* indicam uma boa conformidade do *piControl* com as bases de dados de referência (20CRv3 e PHC3), principalmente para as variáveis oceânicas, e estão dentro da margem dos modelos do CMIP6 (MATOS *et al.*, 2025). Ademais, o modelo subestima levemente os dados da NOAA e do PHC3, devido aos valores negativos do *bias* para todas as variáveis (Figura 6).

Em termos de TSM, o *piControl* do AWI-CM3 apresenta vieses frios de  $-5^{\circ}\text{C}$  a  $-3^{\circ}\text{C}$  no Atlântico Norte subpolar, abrangendo o giro subpolar, uma característica persistente nos modelos CMIP6 de baixa resolução (KUHLEBRODT *et al.*, 2018; CHOUDHURY *et al.*, 2022) e indicada nos vieses frios de temperatura do ar, entre  $-4,5^{\circ}\text{C}$  e mais de  $-6^{\circ}\text{C}$  (Figuras 6a e 6c). Essas anomalias negativas também podem ser vistas no Oceano Ártico e nos Mares Nórdicos, região de formação de águas profundas. Outra característica marcante são as anomalias positivas (entre  $1^{\circ}\text{C}$  e  $3^{\circ}\text{C}$ ) na região do Mar do Labrador e Mar de Irminger, sendo outra importante região de formação de águas profundas (Figura 6a). O Oceano Austral apresenta anomalias positivas na maior parte de sua extensão que variam de  $1^{\circ}\text{C}$  a  $3^{\circ}\text{C}$ , além de pequenos vieses frios de  $2^{\circ}\text{C}$  a  $4^{\circ}\text{C}$  na região de formação da Água Profunda Circumpolar (APC), que também são corroborados com as anomalias negativas de temperatura do ar, entre  $-3^{\circ}\text{C}$  e  $-6^{\circ}\text{C}$  (Figuras 6a e 6c).

Esse viés do Oceano Austral no AWI-CM3 é consistente com outros modelos CMIP6 e pode estar ligado ao aquecimento excessivo da superfície devido à sub-representação da cobertura e espessura de nuvens baixas, embora alguma melhoria em relação ao CMIP5 tenha sido observada (BEADLING *et al.*, 2020). A maioria dos vieses de temperatura do ar nos modelos AWI-CM3 e CMIP6 pode ser atribuída a vieses de nuvens e radiação, que por consequência, influenciam na TSM (ZELINKA *et al.*, 2020).

As regiões mais importantes a serem descritas quanto aos vieses de salinidade, são o Atlântico subpolar, com anomalias negativas mais pronunciadas variando de 1,0 a 2,0, juntamente com o Oceano Ártico e Mares Nórdicos, além dos Mar do Labrador e Mar de Irminger com anomalias positivas que variam de 0,5 a 1,0 (Figura 6b). Todos esses vieses estão relacionados aos vieses comentados anteriormente para a temperatura do ar e a TSM,

como um mecanismo de *feedback* do modelo. Além disso, é importante comentar as anomalias positivas de SSM encontradas no Mar Mediterrâneo (em torno de 2,0), região de formação da Água do Mediterrâneo e que contribui com a formação da APAN (Figura 6b).



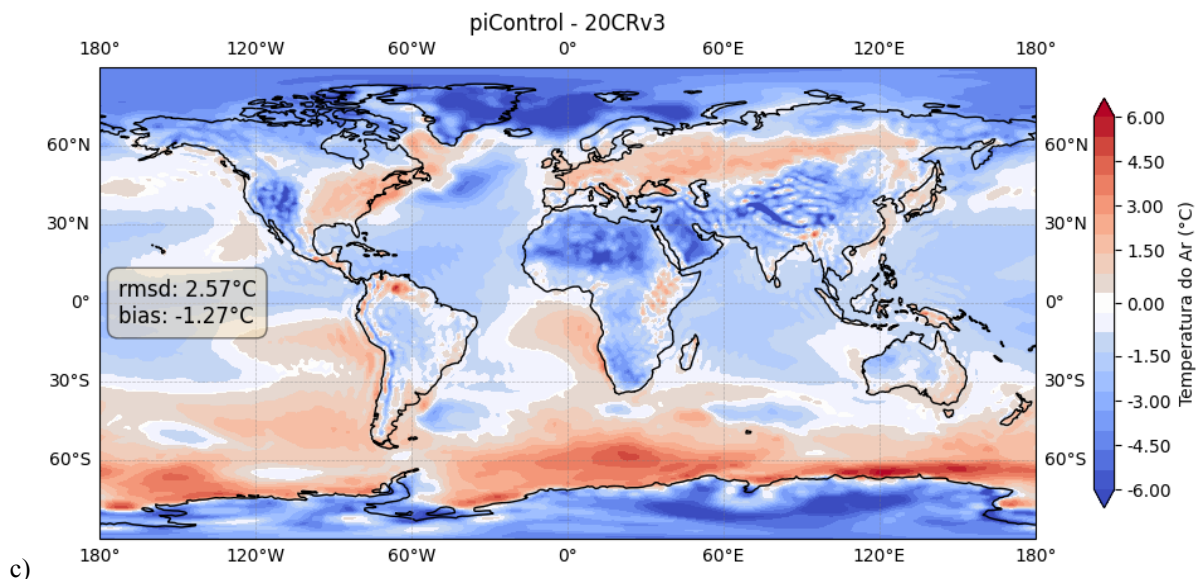


Figura 6 - Diferença das médias do *piControl* para a) (TSM - PHC 3.0); b) (SSM - PHC 3.0) e c) (Temperatura do ar - 20CRv3).

## 5. RESULTADOS

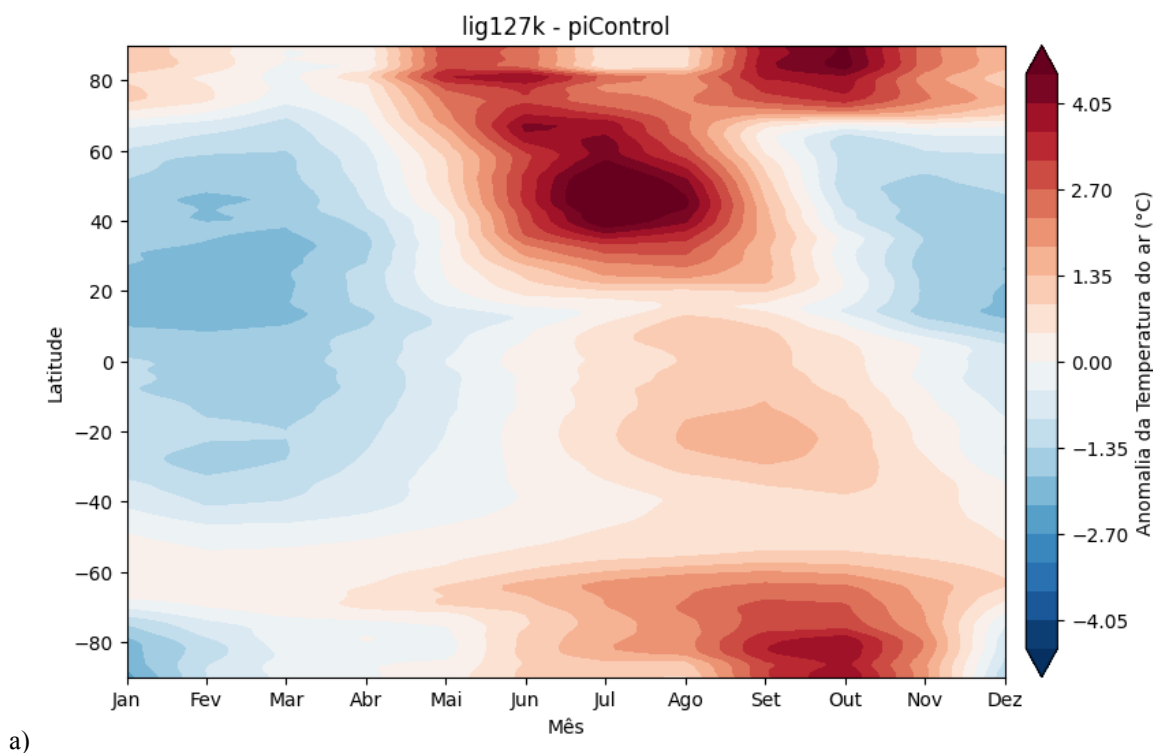
### 5.1. Temperatura do Ar

As anomalias da temperatura do ar apresentadas nas Figuras 7a e 7b (*lig127k* - *piControl* e *midHolocene* - *piControl*, respectivamente) revelam padrões distintos que refletem as diferentes configurações orbitais da Terra nos períodos estudados. No diagrama superior, referente ao *lig127k*, observa-se um aquecimento pronunciado nas médias e altas latitudes do Hemisfério Norte, com anomalias positivas que superam os 4°C durante os meses de verão boreal, entre junho e agosto. No Oceano Ártico nota-se um maior aquecimento durante a maioria dos meses, mais especificamente na primavera, verão e, com maiores anomalias positivas, o outono boreal. As anomalias negativas para o Hemisfério Norte, referentes a um resfriamento em relação ao *piControl*, apresentam-se durante os meses de inverno e início da primavera (janeiro a abril), evidenciando que a configuração orbital redistribui a energia solar de forma desigual ao longo do ano.

No Hemisfério Sul, o *lig127k* também exibe um aquecimento, porém em menor intensidade, especialmente nas latitudes da região austral durante a primavera (setembro a novembro). Comparativamente, a região equatorial apresenta anomalias levemente negativas durante os meses de novembro a início de junho e levemente positivas de junho a início de novembro, com valores próximos de 1,35 °C para resfriamento e aquecimento, o que reforça a

característica de que as mudanças climáticas nesses períodos paleoclimáticos foram dominadas por contrastes latitudinais e sazonais, em vez de um aquecimento uniforme em todo o globo.

O diagrama inferior, que representa o *midHolocene - piControl*, mostra um padrão similar ao do Último Interglacial, porém com uma intensidade e extensão significativamente menor. As anomalias de temperatura positiva no verão do Hemisfério Norte foram bem menos extremas, situando-se em grande parte abaixo de 2°C, e não se mantiveram ao longo do tempo, tal como no *lig127k*. Em suma, a comparação entre os dois diagramas demonstra que o *lig127k* possui um cenário climático mais extremo do que o *midHolocene*. Enquanto ambos exibem o aquecimento de verão típico de períodos com forte insolação boreal, a resposta da temperatura do ar foi muito mais drástica no *lig127k*, com maiores magnitudes e também extensão, mostrando-se ser mais resiliente em manter as anomalias positivas ao longo do tempo.



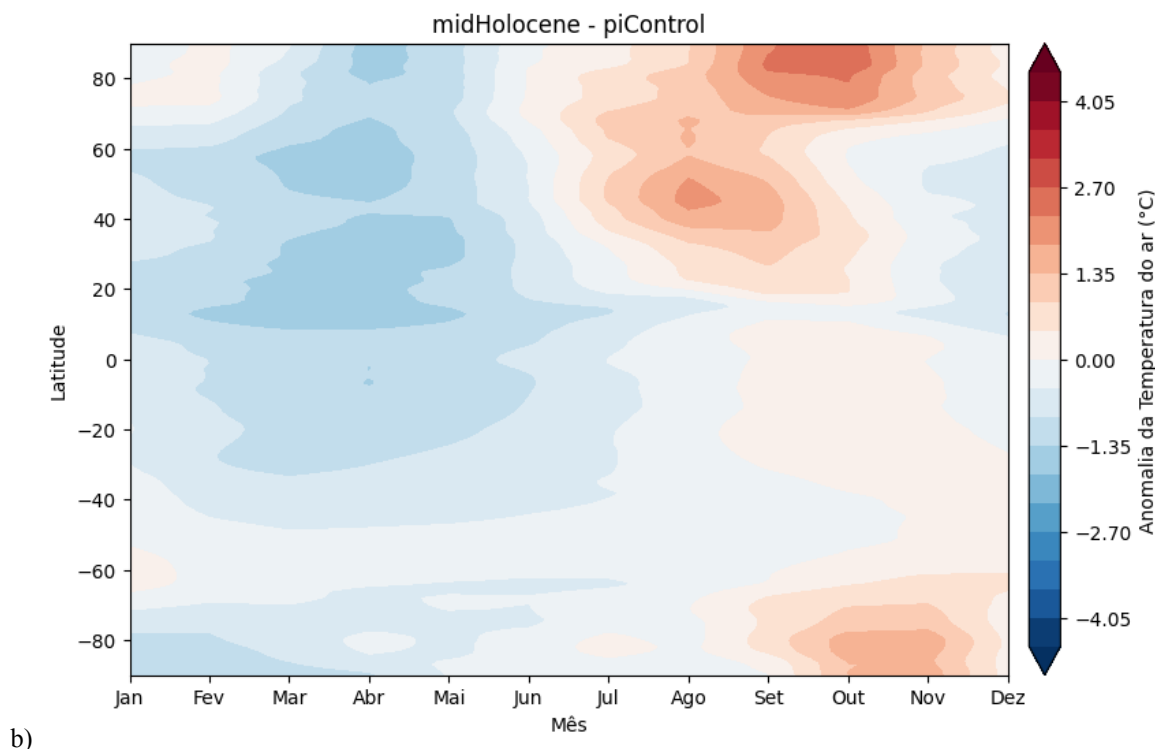


Figura 7 - Diagrama de Hovmöller da anomalia da temperatura do ar a) (*lig127k* - *piControl*) e b) (*midHolocene* - *piControl*).

## 5.2. Espessura do Gelo Marinho

Os mapas da espessura do gelo marinho no Oceano Ártico diferenciam as respostas sazonais nos meses de setembro (fim do verão boreal) e março (fim do inverno boreal) entre os períodos paleoclimáticos e o *piControl*. No cenário de setembro para o *lig127k* (Figura 8a), observa-se a redução mais drástica da camada de gelo em comparação aos demais períodos, com grandes áreas apresentando espessuras próximas de zero ou extremamente reduzidas.

Em comparação ao *lig127k*, o *midHolocene* (Figura 8b) e o *piControl* (Figura 8c) mantêm uma espessura de gelo consideravelmente maior em setembro, com valores que não superam os 3 m, embora o *midHolocene* apresente também uma redução em relação ao *piControl*, não ultrapassando os 4 m. O mesmo padrão ocorre no mês de março (Figuras 8d,e,f), porém com maiores valores de espessura para todos os períodos, que chegam a superar os 4 m em algumas regiões.

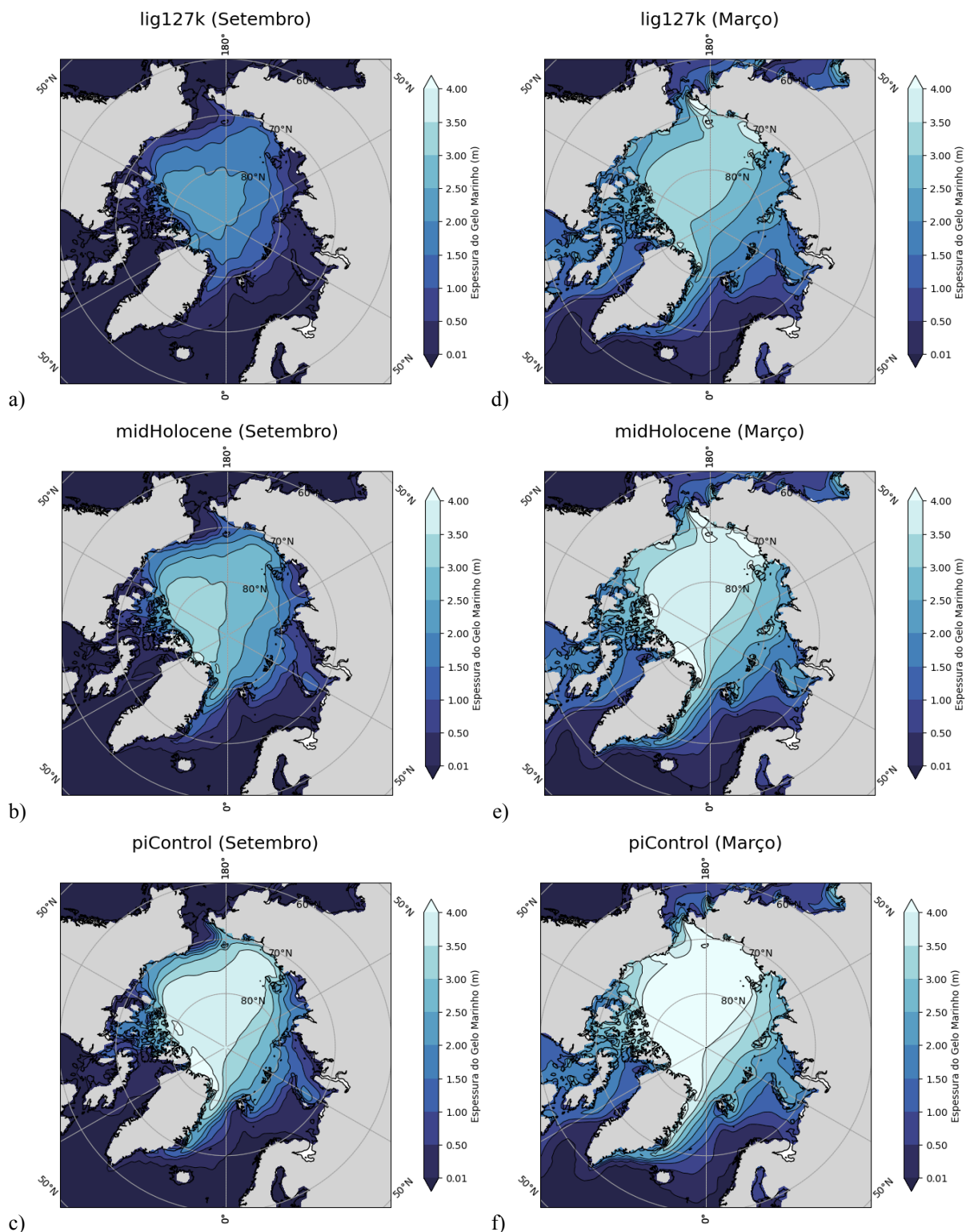


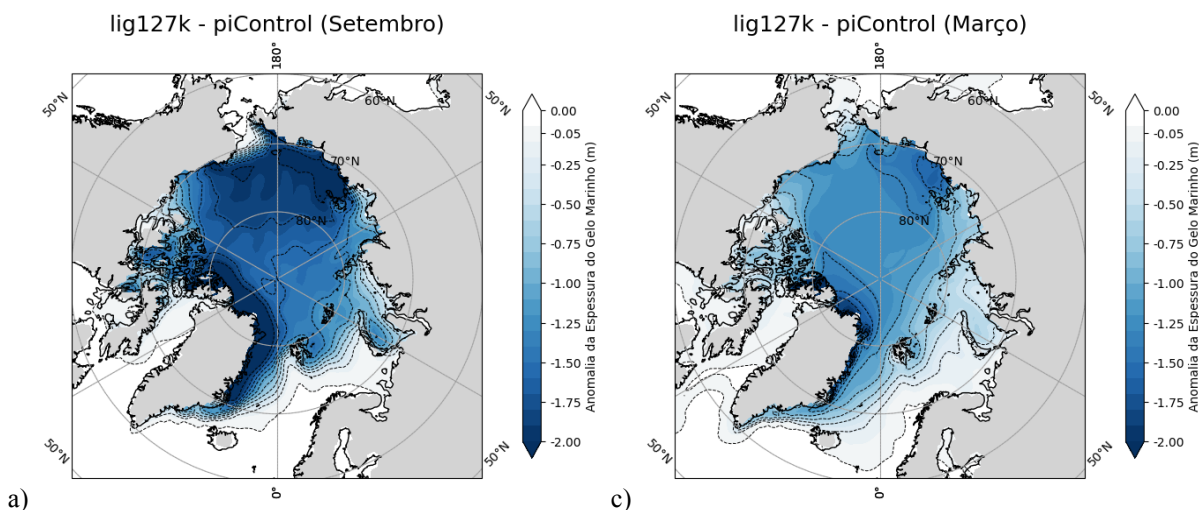
Figura 8 - Espessura média do gelo marinho no Oceano Ártico em setembro para a) *lig127k*, b) *midHolocene* e c) *piControl* e em março para d) *lig127k*, e) *midHolocene* e f) *piControl*.

Os mapas de anomalia da espessura média do gelo marinho no Oceano Ártico reforçam os contrastes observados entre os períodos paleoclimáticos e o *piControl*. Todos os mapas apresentaram somente anomalias negativas, indicando perda de gelo em comparação

ao *piControl*. No mês de setembro para o *lig127k* (Figura 9a), observa-se anomalias negativas com valores que ultrapassam os 2 metros, especialmente nos mares do Leste Siberiano, Wandel e Groenlândia.

Em comparação, a anomalia de setembro para o *midHolocene* (Figura 9b) é mais suave, com reduções de espessura situadas majoritariamente entre -0,25 e -0,75 metros. Embora ainda indique um Ártico menos congelado do que o *piControl*, os baixos valores das anomalias indicam cenários consideravelmente semelhantes. Ademais, no que discerne a espacialidade dos picos de anomalias, o *midHolocene* se comporta na mesma direção do *lig127k*, com maiores diferenças em relação ao *piControl* nos mares do Leste Siberiano, Wandel e Groenlândia.

Ao analisar o mês de março (Figuras 9c,d), nota-se que as anomalias negativas persistem, mas com magnitudes reduzidas em relação ao verão. No cenário *lig127k* (Figura 9c), o gelo de inverno ainda é cerca de 1,00 a 1,50 metros mais fino do que no *piControl*, especialmente nos mares do Leste Siberiano, Wandel e Groenlândia. No *midHolocene* (Figura 9d), as anomalias de março são quase imperceptíveis em grande parte da bacia, indicando uma espessura média de gelo bastante semelhante à do *piControl*.



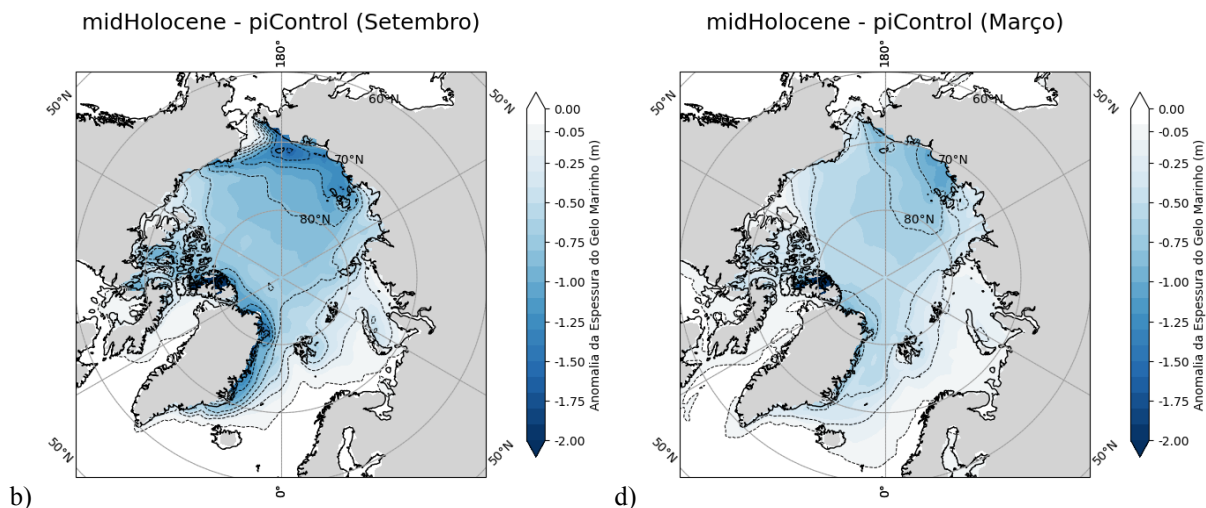


Figura 9 - Anomalia da espessura média do gelo marinho para setembro no Oceano Ártico a) (*lig127k - piControl*) e b) (*midHolocene - piControl*) e para março c) (*lig127k - piControl*) e d) (*midHolocene - piControl*).

Os mapas de espessura média do gelo marinho no Oceano Austral revelam mudanças sutis entre o *lig127k*, *midHolocene* e o *piControl*, com valores que não ultrapassam os 2 metros. Para o mês de setembro (Figura 10a,b,c), que marca o auge da espessura de gelo no final do inverno austral, observa-se que as maiores espessuras médias se concentram nas regiões do Mar de Weddell, Mar de Ross e Mar de d'Urville. As maiores reduções de espessura ocorrem durante o *lig127k*, abrangendo praticamente todo o entorno do Oceano Austral.

Para o mês de março (Figura 10d,e,f), que representa o final do verão austral e o período de menor espessura média de gelo no Hemisfério Sul, é possível notar que as diferenças entre os períodos em relação à perda de espessura são mais sutis que a do mês de setembro. As maiores espessuras médias basicamente se restringem ao Mar de Weddell, com valores entre 1,50 e 1,75 metros, sendo observado também alguns valores muito pequenos para o Mar de Ross e Mar de d'Urville, entre 0,25 e 0,50 metros.

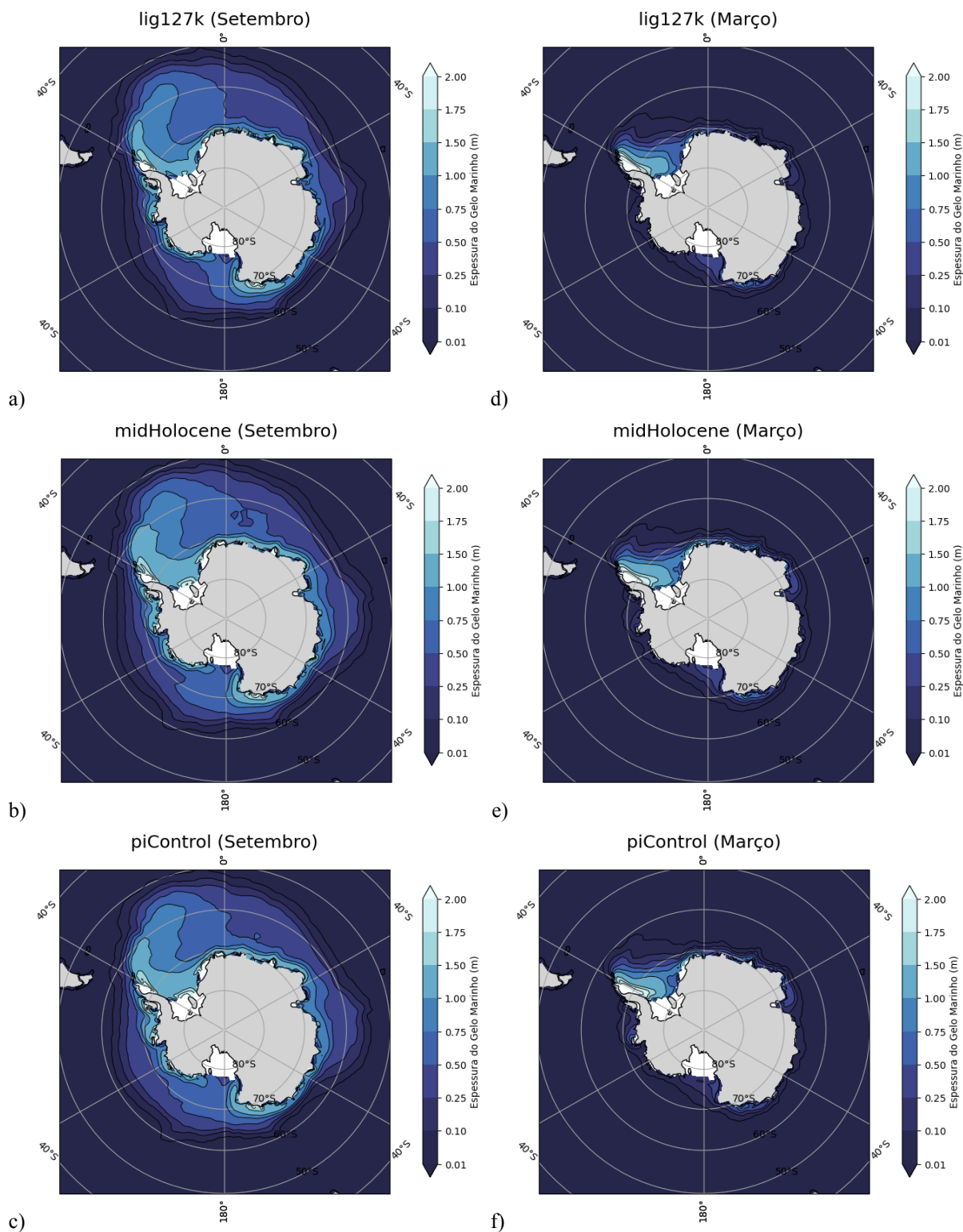


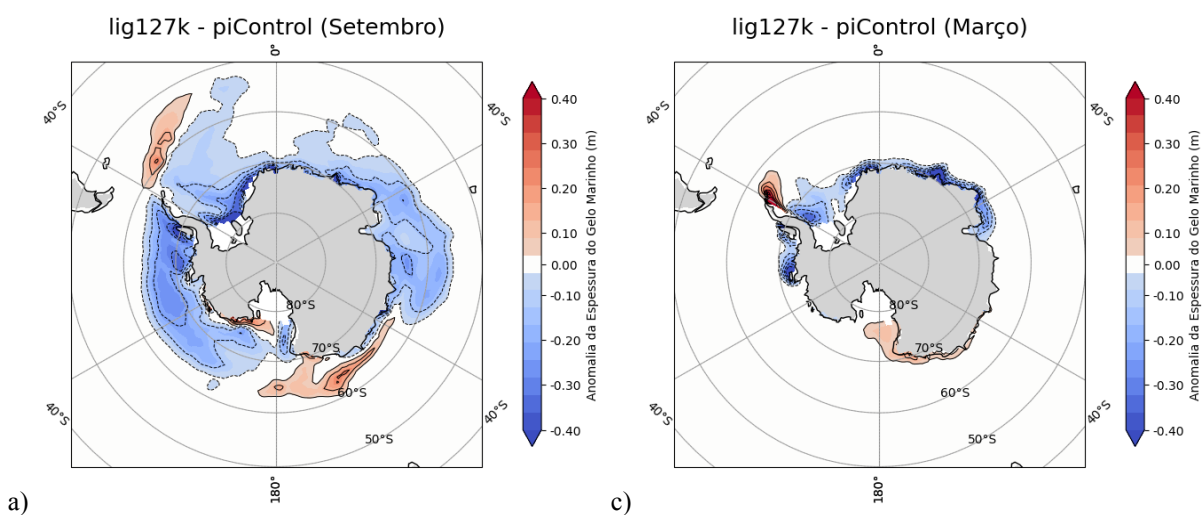
Figura 10 - Espessura média do gelo marinho no Oceano Austral em setembro para a) *lig127k*, b) *midHolocene* e c) *piControl* e em março para d) *lig127k*, e) *midHolocene* e f) *piControl*.

Os mapas de anomalia da espessura do gelo marinho no Hemisfério Sul apresentam as variações na camada de gelo austral para o *lig127k* e o *Holoceno Médio*, comparados ao *piControl* (Figura 11). De maneira geral, as cores azuis indicam áreas de menor espessura em

relação ao *piControl*, enquanto as cores avermelhadas apontam para uma maior espessura. Observa-se que, no *lig127k*, a redução da espessura em relação ao *piControl* é mais significativa e geograficamente abrangente do que no *midHolocene*, especialmente durante o mês de setembro.

No mapa de setembro para o *lig127k* (Figura 11a), nota-se uma redução na espessura em quase todo o entorno da Antártica, com anomalias negativas que chegam a 0,40 metros no Mar de Weddell, Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen, e algumas anomalias positivas menores que 0,40 m na região do Mar da Escócia, próximo à Passagem de Drake, e em pequenos setores do Mar de Ross e Mar de d'Urville. O *midHolocene* (Figura 11b), por sua vez, exibe um padrão mais equilibrado, com anomalias negativas menos intensas e mais áreas de ganho de espessura como no Mar da Escócia e também em algumas regiões do Mar de Ross e Mar de d'Urville.

Ao observar o mês de março (Figura 11c,d), nota-se que as anomalias negativas no *lig127k* ocorrem em áreas como o Mar de Weddell e o Mar de Bellingshausen, assim como pequenas anomalias positivas no Mar de Ross e Mar de d'Urville. Para o *midHolocene*, observa-se poucas anomalias negativas, também abrangendo os mares de Weddell e Bellingshausen, enquanto que as anomalias positivas são encontradas em maior quantidade, nos mares de Weddell, Ross e d'Urville.



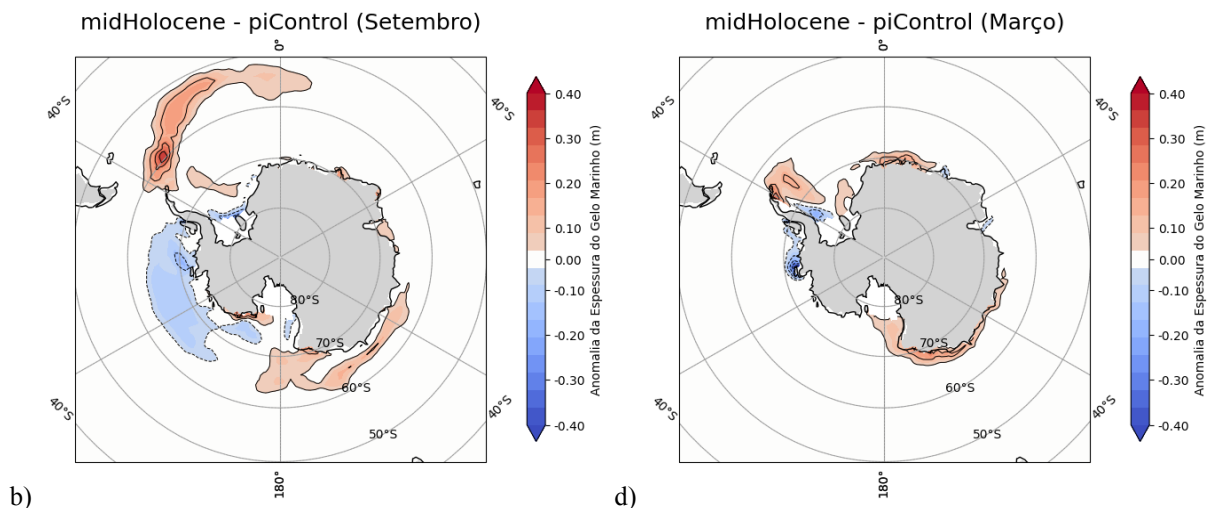


Figura 11 - Anomalia da espessura média do gelo marinho para setembro no Oceano Austral a) (*lig127k - piControl*) e b) (*midHolocene - piControl*) e para março c) (*lig127k - piControl*) e d) (*midHolocene - piControl*).

### 5.3. Concentração do Gelo Marinho

Os mapas da concentração média do gelo marinho no Oceano Ártico detalham a porcentagem de área oceânica coberta por gelo para os períodos de estudo, utilizando um limiar mínimo de 10% de concentração. Durante o mês de setembro, o *lig127k* (Figura 12a) exibe a menor concentração de gelo, não ultrapassando os 85% e com uma menor cobertura espacial. Esse padrão é mais severo do que o observado no *midHolocene* (Figura 12b) e *piControl* (Figura 12c), onde a concentração de gelo permanece acima de 85% em grande parte do Oceano Ártico, principalmente para o *piControl*. A transição para o mês de março (Figura 12d,e,f) mostra uma recuperação quase total da concentração de gelo marinho em todos os períodos, com o oceano atingindo níveis próximos a 100% de concentração glacial na maior parte do Oceano Ártico.

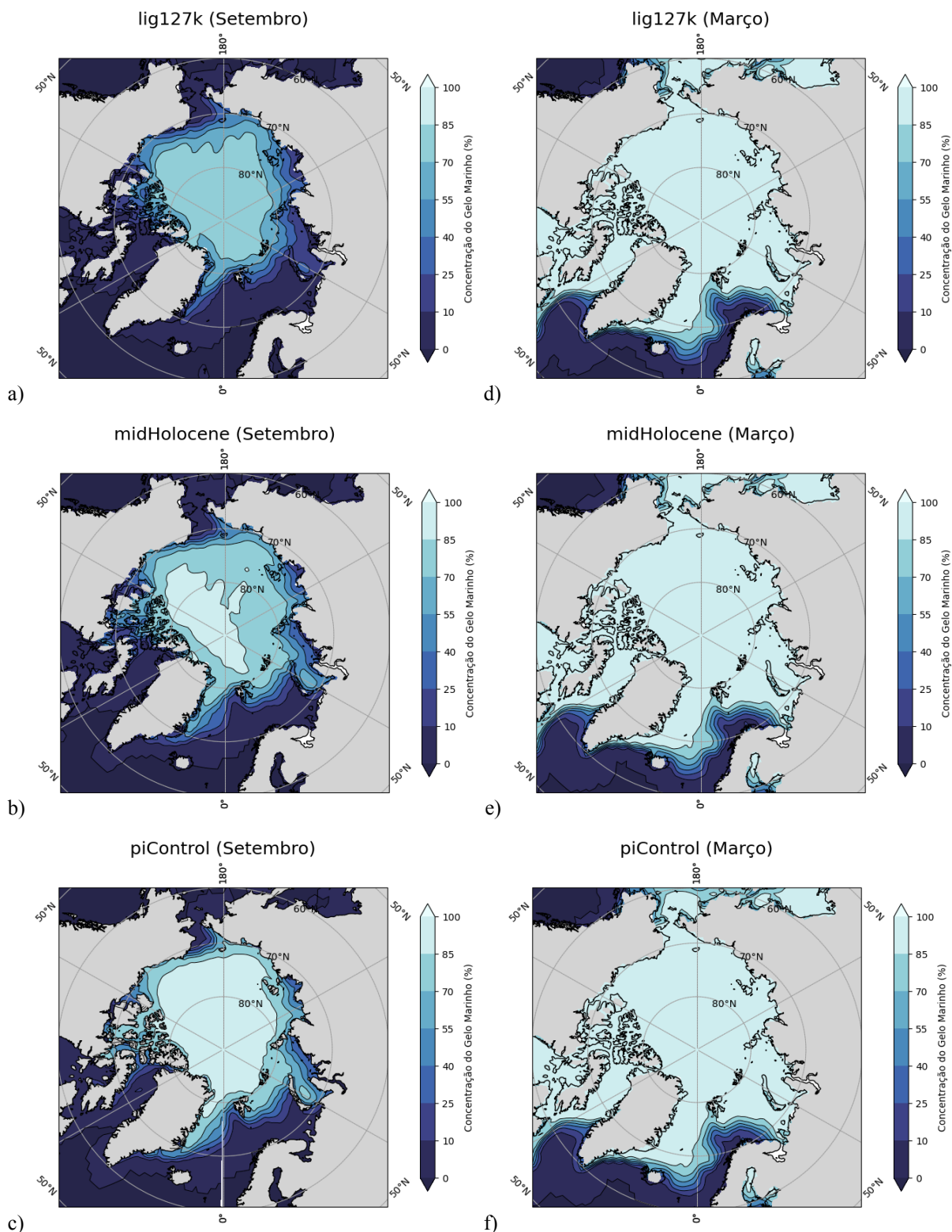


Figura 12 - Concentração média do gelo marinho no Oceano Ártico em setembro para a) *lig127k*, b) *midHolocene* e c) *piControl* e em março para d) *lig127k*, e) *midHolocene* e f) *piControl*.

A Figura 13 apresenta as anomalias da concentração média do gelo marinho no Oceano Ártico. As figuras 13a e 13b são relativas ao mês de setembro, e evidenciam a

diferença de magnitude das anomalias entre o cenário *lig127k* e *midHolocene*, respectivamente. O *lig127k* apresenta uma série de anomalias que superam os 40%, principalmente nos entornos do Oceano Austral, abrangendo mares como os da Groenlândia, Barents, Kara, Beaufort, Chukchi, Leste Siberiano e Laptev. Comparativamente, a anomalia de concentração para o *midHolocene* é visivelmente menos intensa, apresentando valores em torno dos 25%, especialmente nos mares da Groenlândia e do Leste Siberiano.

Nas simulações para o mês de março (Figura 13c,d), as anomalias de concentração do gelo marinho tornam-se mínimas ou quase inexistentes em ambos os cenários. Observa-se que, a maior parte do Oceano Ártico exibe anomalias próximas de zero, indicando que a extensão da cobertura de gelo em março é muito similar entre os períodos paleoclimáticos e o *piControl*. As anomalias mais significativas se encontram na faixa de 4% a 7%, e se concentram na região do Mar de Barents.

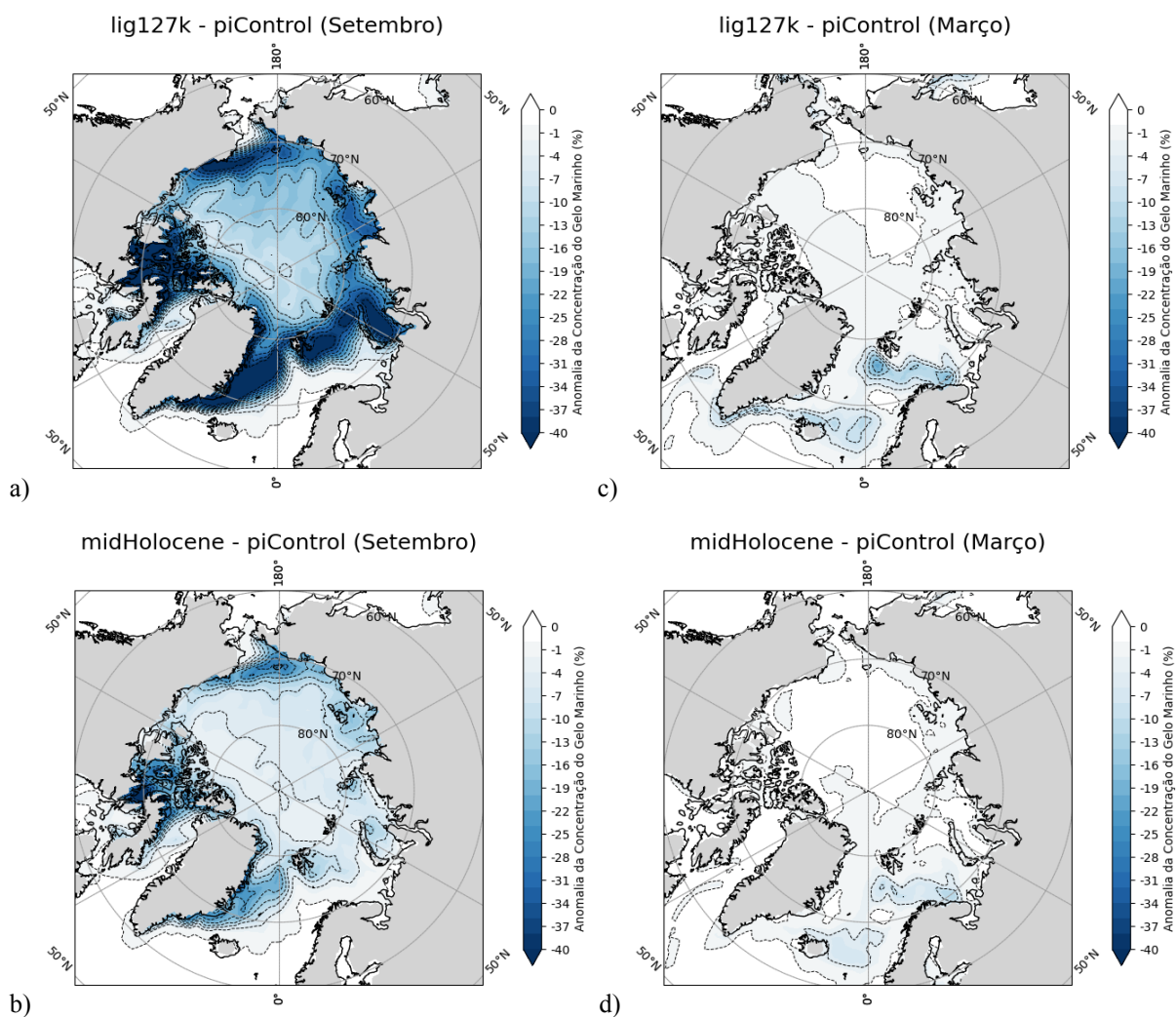
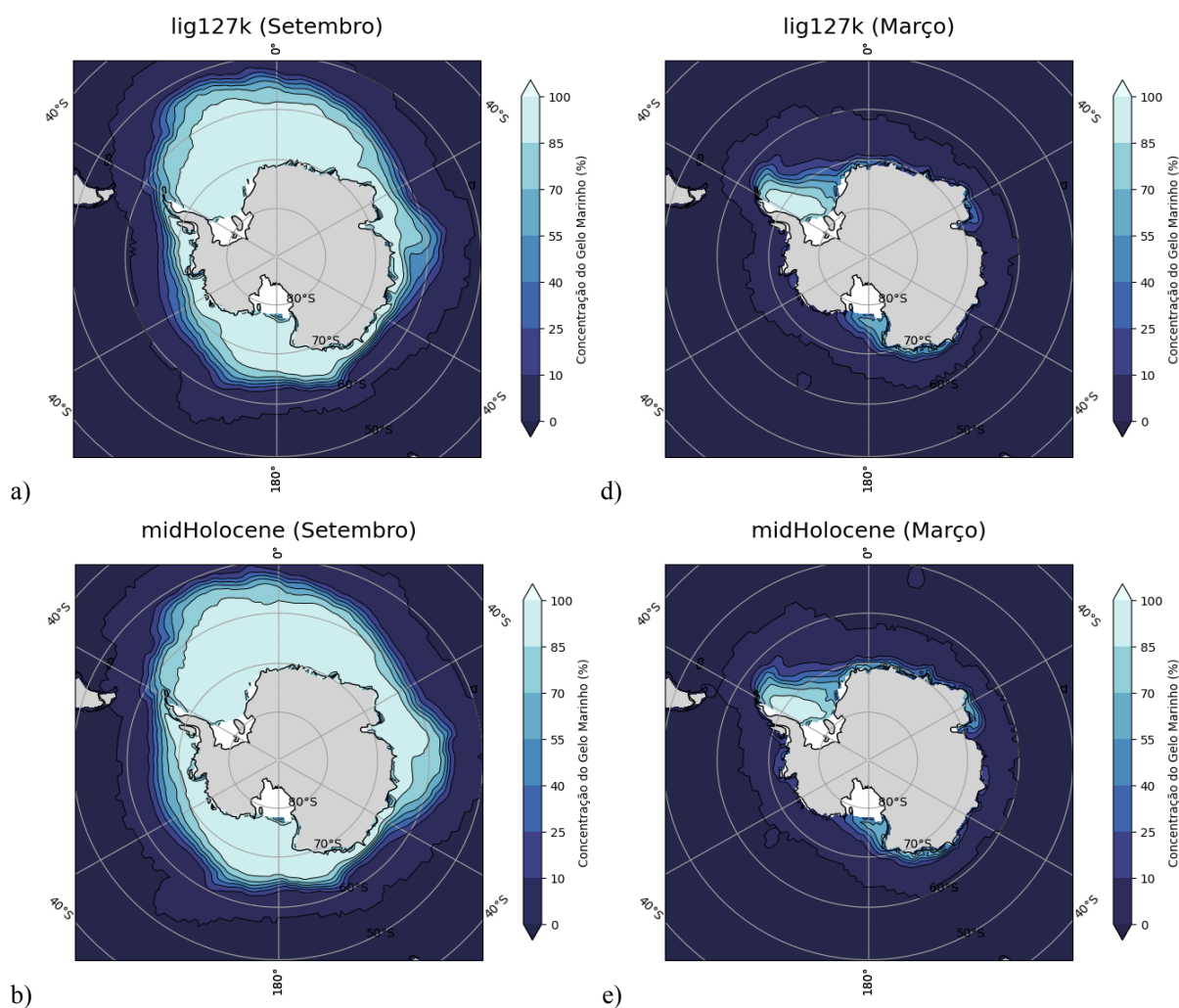


Figura 13 - Anomalia da concentração média do gelo marinho para setembro no Oceano Ártico a) (*lig127k* - *piControl*) e b) (*midHolocene* - *piControl*) e para março c) (*lig127k* - *piControl*) e d) (*midHolocene* - *piControl*).

No Oceano Austral, os padrões de concentração média de gelo marinho mostram similaridade entre os períodos, porém com certa variabilidade mais distante do continente antártico (Figura 14). Em setembro, a concentração de gelo no cenário *lig127k* é um pouco menor quando comparada ao *midHolocene* e ao *piControl*, mais visivelmente na região do Mar da Escócia. O *midHolocene* exibe uma configuração ainda mais próxima do *piControl* (Figuras 14a,b,c). Durante esse mês, a maior parte do Oceano Austral apresenta 100% de concentração de gelo para todos os períodos. Em março, a concentração de gelo austral atinge seu mínimo, com alguma distribuição nos mares de Weddell e Ross de porcentagem variada, prioritariamente entre 70% e 100% (Figuras 14d,e,f).



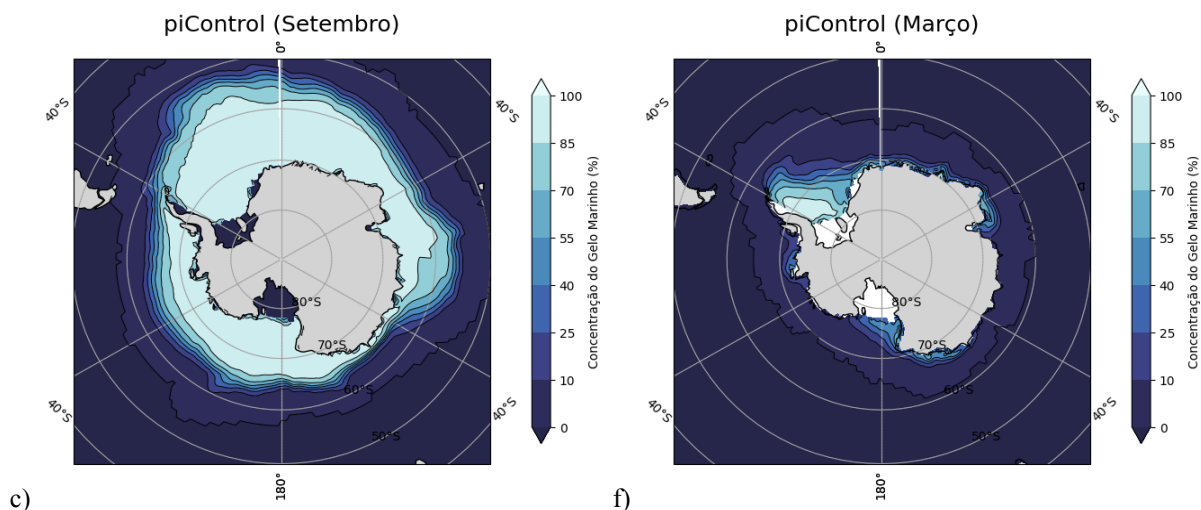


Figura 14 - Concentração média do gelo marinho no Oceano Austral em setembro para a) *lig127k*, b) *midHolocene* e c) *piControl* e em março para d) *lig127k*, e) *midHolocene* e f) *piControl*.

No Hemisfério Sul, as anomalias de concentração de gelo marinho ao redor da Antártica apresentam variabilidade, com regiões de perda e ganho de concentração de gelo em comparação com o *piControl* (Figura 15). As anomalias negativas se concentram no Mar de Bellingshausen e Amundsen, na costa oeste da Antártica, e na costa leste abrangendo o Mar de Davis e Mawson. Em contraste, as anomalias positivas se concentram no Mar da Escócia, abrangendo para o Oceano Atlântico, e nas proximidades do Mar de Ross e d'Urville.

No mês de setembro, observa-se uma vasta área com anomalias negativas que superam os 40% no *lig127k*, tanto na região do Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen, quanto na costa leste da Antártica, que inclui o Mar de Davis e Mawson. As anomalias positivas para esse período podem superar os 30% em pequenos setores próximos ao Mar de Ross e d'Urville (Figura 15a). Comparativamente, o *midHolocene* exibe um padrão similar, porém com uma intensidade mais fraca e com aumento das áreas com anomalias positivas. Para esse período, as anomalias negativas predominam no Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen, não superando os 30%, enquanto as anomalias positivas se estendem mais à leste, também não superando os 30% (Figura 15b).

Em março, as anomalias diminuem em intensidade e distribuição espacial, concentrando-se mais próximas do continente antártico. O *lig127k* apresenta anomalias negativas nas regiões do Mar de Bellingshausen e na costa leste, entre 20% e 30%. As anomalias positivas se concentram no Mar de Weddell, Ross e d'Urville, entre 10% e 20% (Figura 15c). Já o *midHolocene* também apresenta anomalias negativas na região do Mar de Bellingshausen (abaixo dos 20%), porém tem uma maior distribuição espacial das anomalias

positivas, abrangendo maiores extensões do gelo marinho no Mar de Weddell, Ross e d'Urville (Figura 15d).

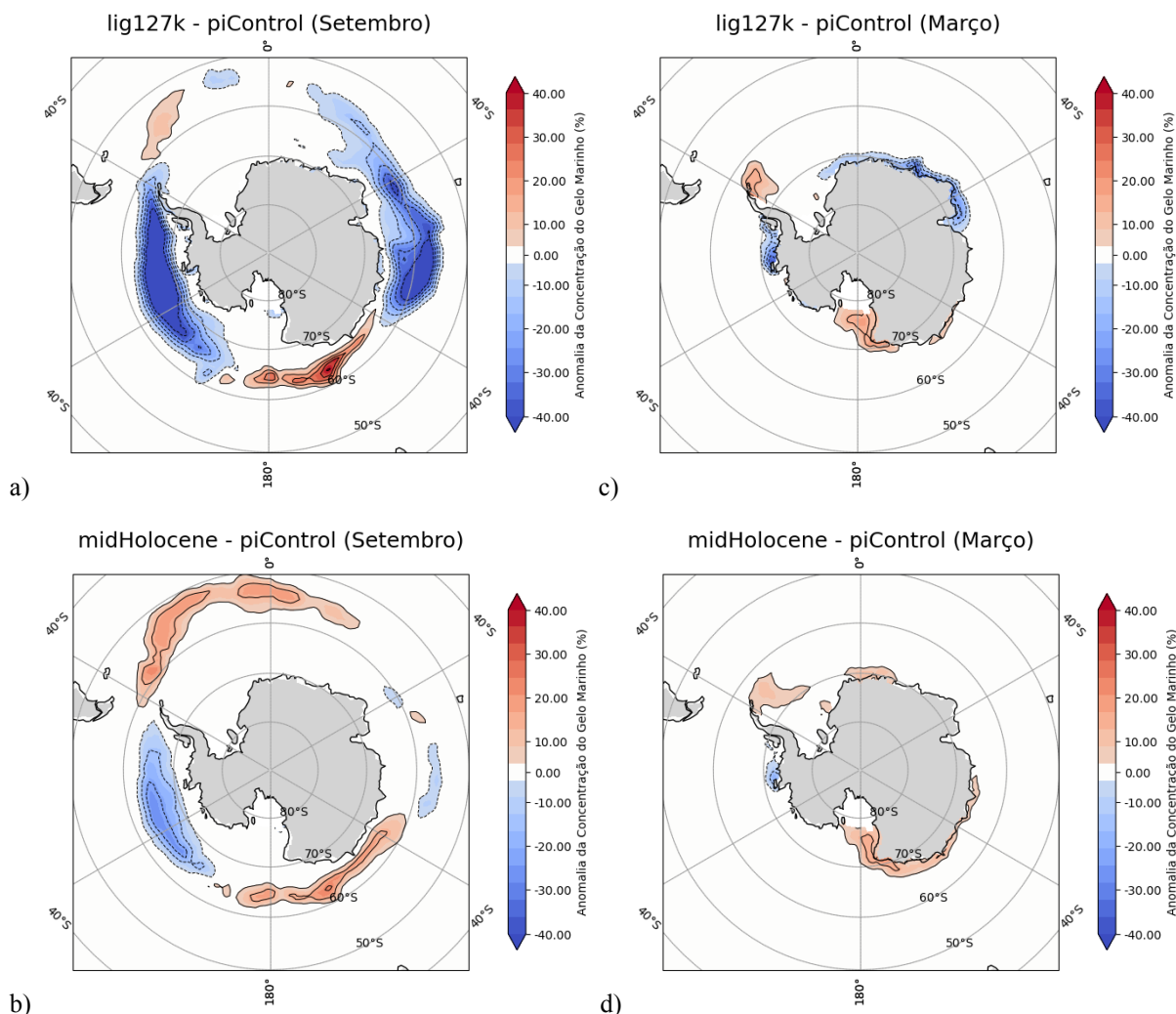


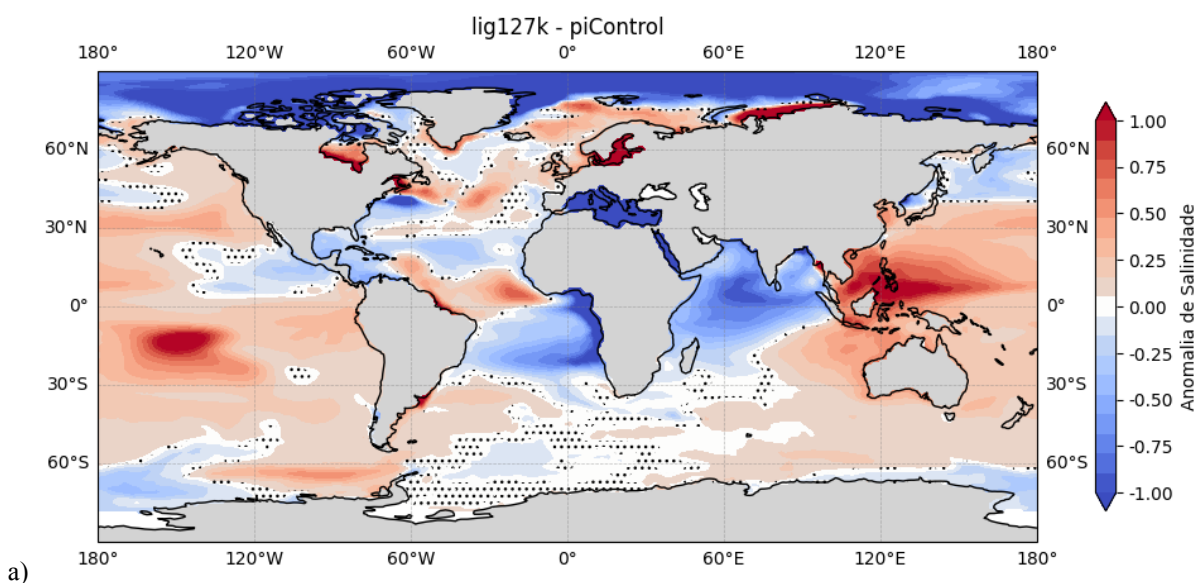
Figura 15 - Anomalia da concentração média do gelo marinho para setembro no Oceano Austral a) (*lig127k - piControl*) e b) (*midHolocene - piControl*) e para março c) (*lig127k - piControl*) e d) (*midHolocene - piControl*).

#### 5.4. Salinidade da Superfície do Mar (SSM)

Os mapas apresentados nas figuras 16a e 16b ilustram as anomalias da Salinidade da Superfície do Mar (SSM) para o *lig127k* e o *midHolocene*, ambos comparados ao *piControl*, respectivamente. De forma geral, as cores azuis indicam redução da salinidade, enquanto as cores avermelhadas indicam aumento. Nota-se que o padrão de distribuição das anomalias é espacialmente semelhante em ambos os cenários, mas a magnitude e a extensão das variações são consideravelmente mais intensas no cenário *lig127k*, refletindo as condições climáticas mais extremas daquele período. Enquanto no *lig127k* as anomalias superam frequentemente

1,0 (tanto negativo quanto positivo) em áreas como Oceano Ártico, costa leste da América do Norte (abrangendo a região da Corrente do Golfo), Mar Mediterrâneo e costa oeste da África, no *midHolocene* essas variações são mais contidas, situando-se predominantemente entre 0,50 e 0,75.

A costa oeste da África, incluindo partes do Oceano Atlântico Subtropical, o Mar Mediterrâneo e o Oceano Ártico apresentam forte redução da salinidade, vistos por acentuadas anomalias negativas. Em contraste, regiões do Atlântico Norte, principalmente entre 30°S e 60°S, apresentam consideráveis anomalias positivas de salinidade. Anomalias positivas são vistas na região do Mar do Norte e, com maiores anomalias, no Mar Báltico. Para os dois paleoclimas quentes observa-se um padrão peculiar na chamada Barreira Fria da Corrente do Golfo, que naturalmente é marcada pelo encontro de águas quentes e salinas vindas do sul pela Corrente do Golfo, com águas frias e menos salinas vindas do norte pela Corrente do Labrador. Nesta região, percebe-se que as águas que vêm do Hemisfério Sul estão menos salinas, demonstrado pelas anomalias negativas, e as águas provenientes do Hemisfério Norte estão mais salinas, de acordo com as anomalias positivas encontradas.



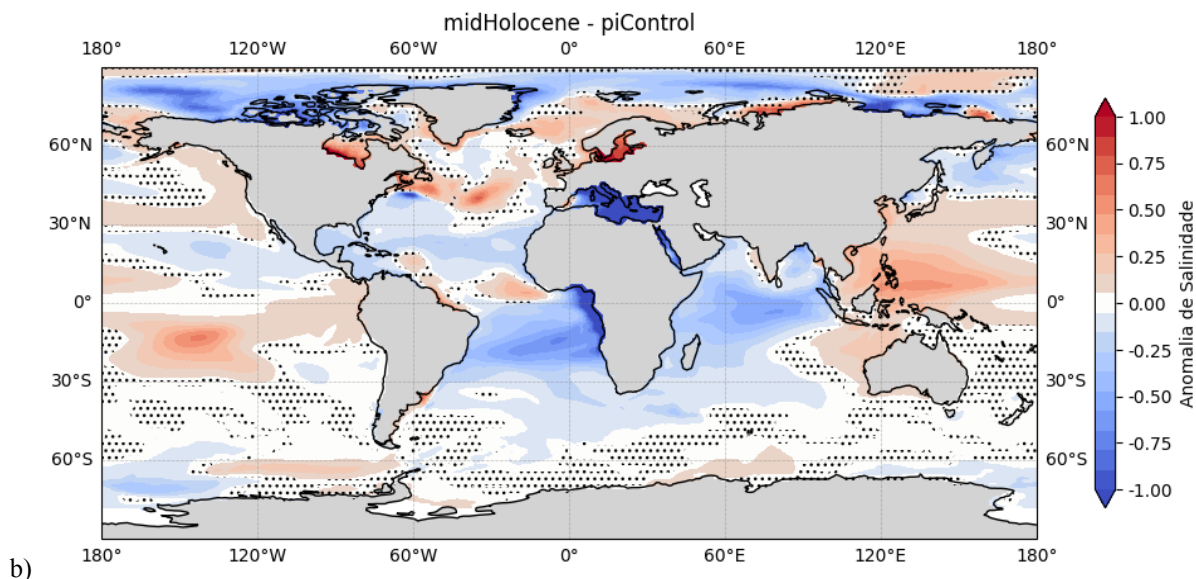


Figura 16 - Anomalia da salinidade média da superfície do mar a) (*lig127k* - *piControl*); b) (*midHolocene* - *piControl*).

### 5.5. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

Os mapas da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas figuras 17a e 17b apresentam padrões de aquecimento e resfriamento oceânico para o *lig127k* e o *midHolocene* em relação ao *piControl*, respectivamente. No cenário *lig127k*, observa-se um aquecimento pronunciado do Hemisfério Norte, com anomalias que ultrapassam  $1,50^{\circ}\text{C}$  no Atlântico Norte. Em contraste com o aquecimento do Hemisfério Norte, o *lig127k* apresenta anomalias negativas em grande parte do Oceano Tropical. No *midHolocene*, o padrão espacial de anomalias é semelhante ao do *lig127k*, mas com uma intensidade reduzida. O aquecimento no Atlântico Norte é menos abrangente e as anomalias negativas ocorrem com uma maior distribuição espacial. Para os dois períodos de estudo observa-se que na região da Barreira Fria da Corrente do Golfo, as águas que vêm do sul estão mais frias, demonstrado pelas anomalias negativas, e as águas provenientes do norte estão mais quentes, como visto através das anomalias positivas.

O *lig127k* também apresenta anomalias positivas no Atlântico Sul, o que é pouco observado no *midHolocene*, e também no Oceano Austral. As maiores anomalias são observadas nas regiões do Mar de Bellingshausen e Mar de Amundsen, tanto para o *lig127k* e o *midHolocene*, e são as mesmas regiões que apresentam as maiores perdas de gelo.

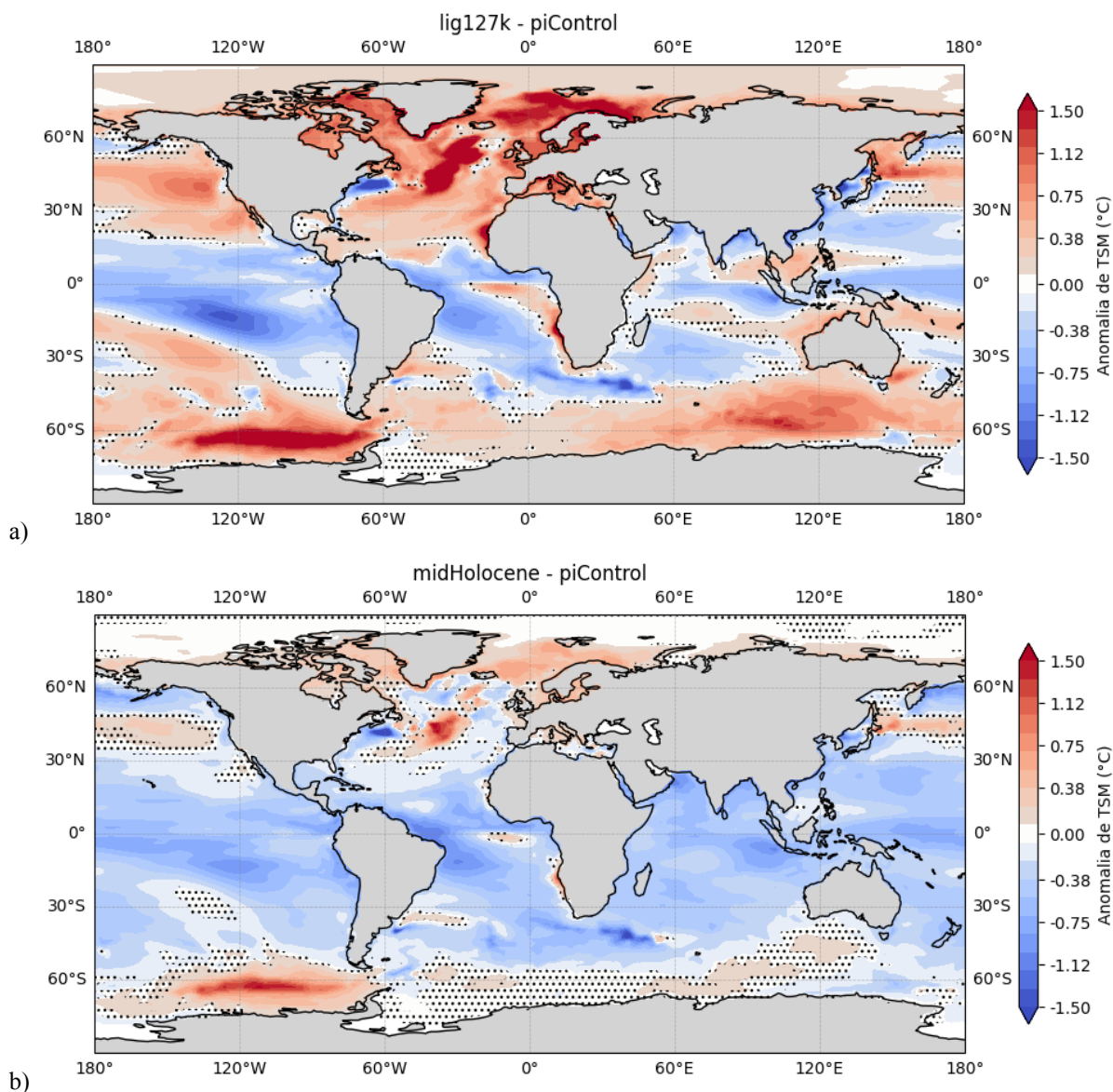


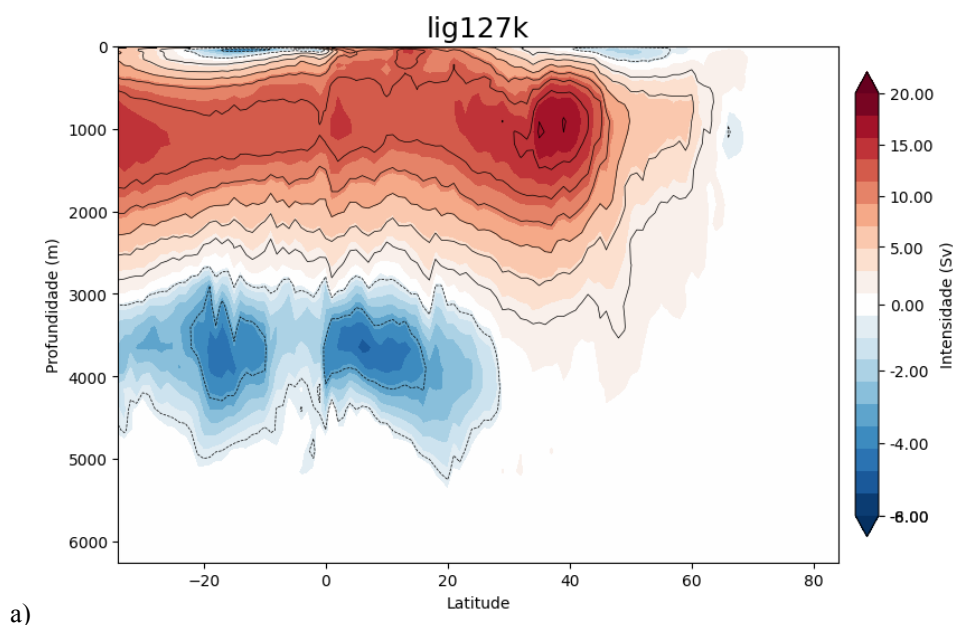
Figura 17 - Anomalia da temperatura média da superfície do mar a) (*lig127k - piControl*); b) (*midHolocene - piControl*).

## 5.6. Mapas de função de corrente

A Figura 18 apresenta os mapas de função de corrente da AMOC, ilustrando a sua intensidade e profundidade para os cenários *lig127k*, *midHolocene* e *piControl* (Figuras 18a, 18b e 18c, respectivamente). Os valores positivos (tons de vermelho) na parte superior da coluna d'água representam o sentido horário do giro vertical da célula superior da AMOC, que possui um ramo superficial fluindo para o norte com águas quentes transportadas pela Corrente do Atlântico Norte (CAN), e um ramo profundo que flui para o sul com águas frias e densas que formam a APAN. Enquanto os valores negativos (tons de azul) em profundidades

maiores indicam o sentido anti-horário do giro vertical da célula inferior, que é definida pelo ramo abissal da AMOC, a Água de Fundo Antártica (AFA), com as menores temperaturas do oceano e que flui para o norte. A força geral da AMOC permanece preservada nos três períodos, com um núcleo localizado entre 800 e 1500 metros de profundidade, e entre 30° e 45° N, além das células superior e inferior bem definidas, porém com algumas variações entre os períodos.

A AMOC do *lig127k* (Figura 18a) apresenta uma configuração mais intensa no núcleo, em comparação com os outros períodos, com o *piControl* possuindo os menores valores de intensidade (Figura 18c). Em termos de comparação, o transporte no núcleo atinge um valor máximo de aproximadamente 24 Sv no *lig127k*, decrescendo para cerca de 20,4 Sv no *midHolocene* e 19 Sv no *piControl*. A célula superior no *lig127k* é também mais profunda que os demais períodos, se estendendo para um pouco mais próximo dos 3000 metros. Além disso, a AMOC inferior apresenta-se um pouco menos intensa e com uma menor extensão em direção ao norte, até cerca de 30° N, enquanto no *midHolocene* se estende até cerca de 40° N e no *piControl* ultrapassa os 40° N, até cerca de 45° N. A AMOC do *midHolocene* (Figura 18b) exibe uma estrutura de função de corrente muito similar à do *piControl*, com diferenças ainda mais sutis e um padrão intermediário entre o *lig127k* e o *piControl*.



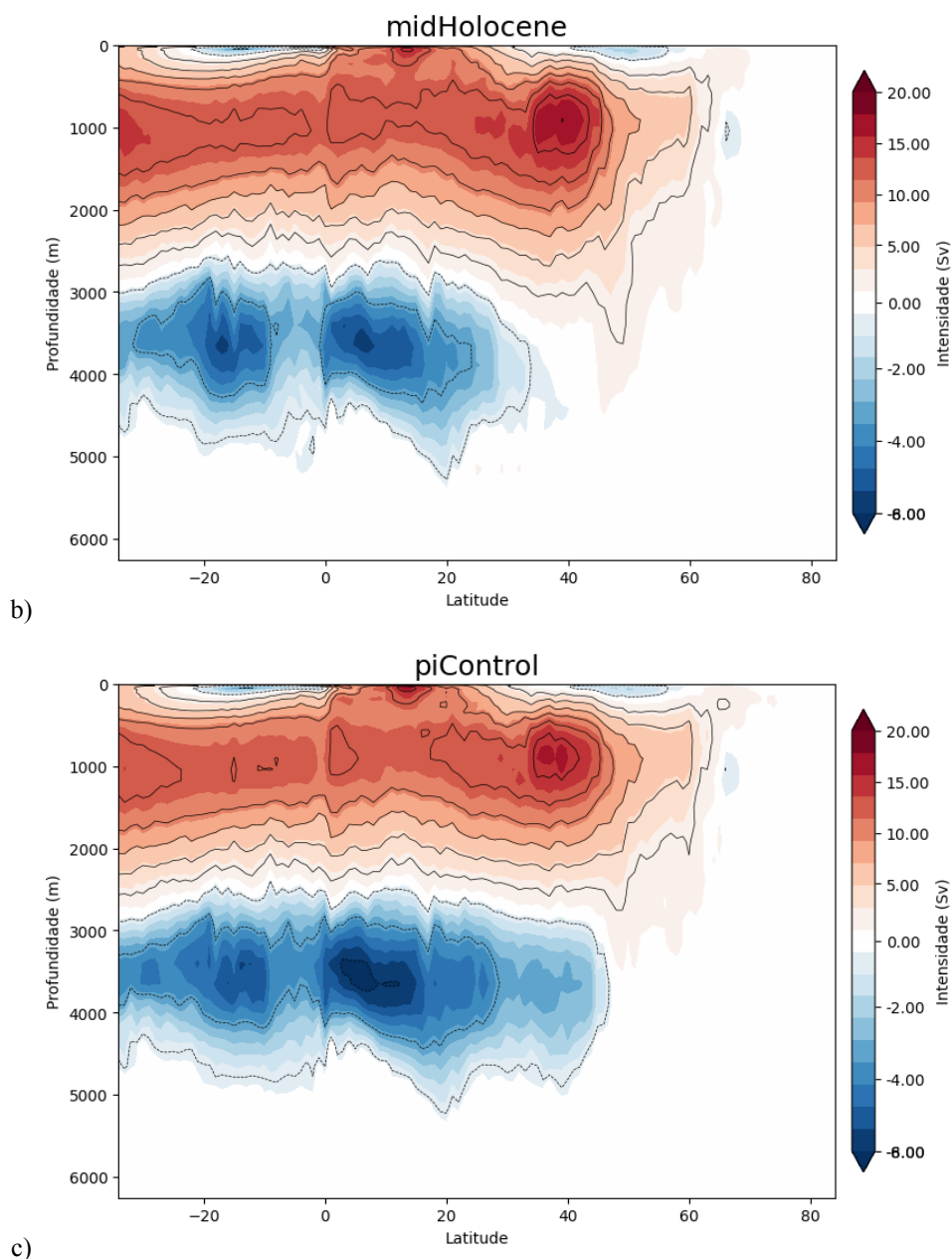


Figura 18 - Seção transversal da função de corrente da AMOC para a) *lig127k*, b) *midHolocene* e c) *piControl*.

### 5.7. Séries Temporais

As figuras 19 e 20 apresentam, respectivamente, as séries temporais da intensidade máxima da AMOC superior, situada entre 30° e 45° N, de 500 a 3000 m, e da AMOC inferior, situada entre 30° S até o seu limite ao norte, dependendo do período de estudo, com profundidades de 2.600-5.000. Os gráficos mostram a variabilidade da intensidade de diferentes trechos da AMOC ao longo dos últimos 200 anos de simulação nos três cenários.

Na Figura 19, observa-se que o período *lig127k* apresenta uma variabilidade multidecenal acentuada, atingindo picos de intensidade superiores a 22 Sv, o que é mais alto

do que o *piControl*. O *midHolocene*, por sua vez, exibe uma intensidade de AMOC que flutua de forma muito mais próxima ao *piControl*, mantendo-se geralmente na faixa entre 16 e 18 Sv, porém com picos que ultrapassam os 20 Sv. A sobreposição das curvas nas série mostra que os três períodos possuem uma célula superior com intensidade máxima semelhante, porém com uma variabilidade multidecenal amplificada, o que pode ser observado através da hierarquia clara de intensidade dos picos, onde o *lig127k* se destaca como o período com picos mais amplificados, seguido do *midHolocene* e do *piControl*.

Em contrapartida, a série temporal da AMOC inferior mostra que o cenário *lig127k* tende a apresentar uma intensidade ligeiramente inferior à do *piControl* em diversos intervalos. O comportamento da célula inferior nos três períodos é oposto ao visto na intensidade máxima da célula superior, de modo que o *piControl* apresenta os maiores valores de fluxo, com uma média de cerca de 7 Sv, seguido do *midHolocene* com algo próximo de 6,5 Sv e finalmente o *lig127k* com aproximadamente 5,5 Sv e, também, com variabilidade mais pronunciada (Figura 20).

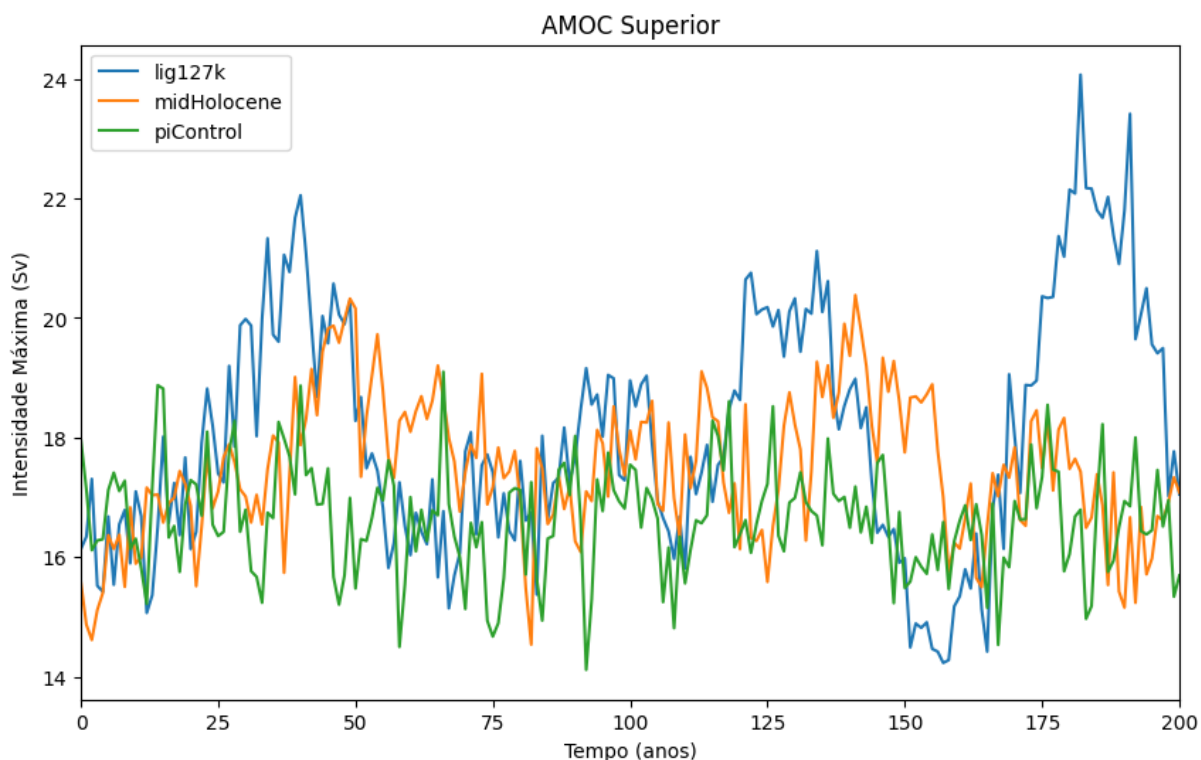


Figura 19 - Série temporal da intensidade máxima da AMOC na célula superior, definida ao longo de 30°S a 65°N, de 500 a 3000 metros.

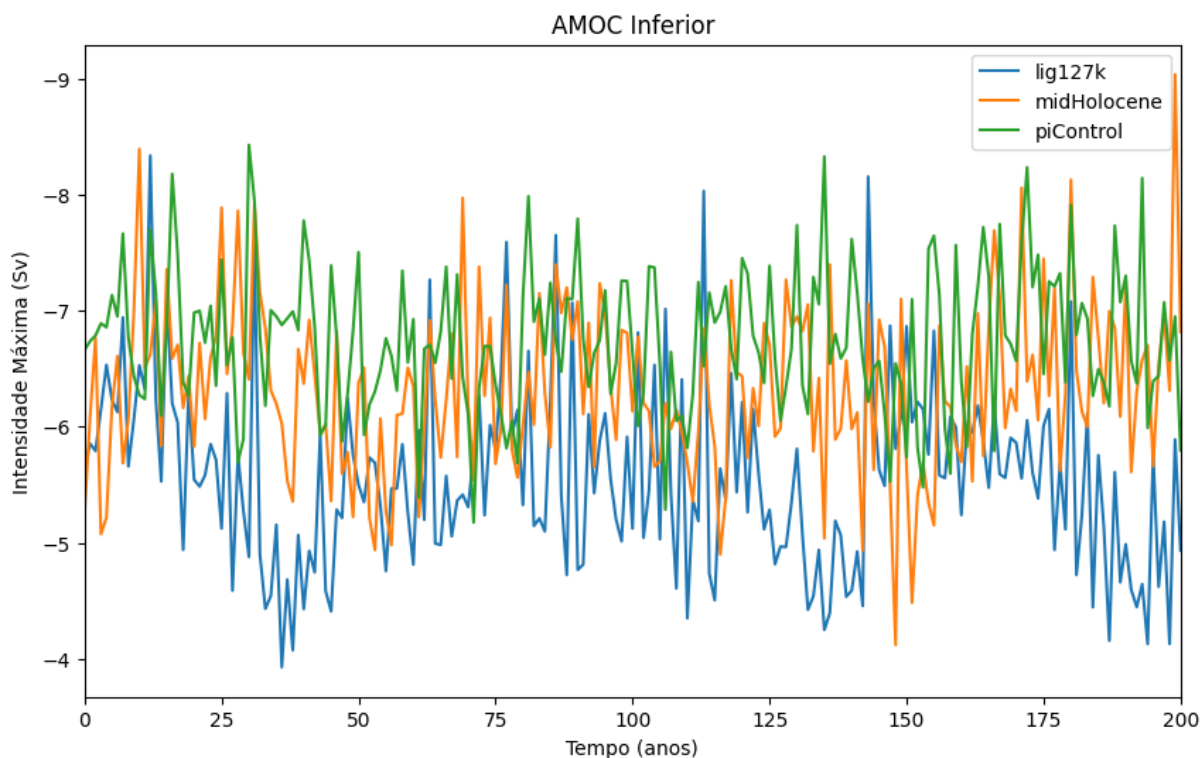


Figura 20 - Série temporal da intensidade máxima da AMOC na célula inferior, definido na faixa de 2.600–5.000 m ao longo de 30°S em direção ao limite norte.

## 6. DISCUSSÃO

A análise integrada dos dados paleoclimáticos revela que cada período respondeu de forma distinta às diferentes configurações orbitais. A distribuição da incidência solar tem influência direta na sazonalidade das anomalias de temperatura do ar e correspondem com o esperado para o *lig127k* e o *midHolocene*, especialmente em virtude do forte aquecimento de grande parte do Atlântico Norte durante o verão (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; WILLIAMS *et al.*, 2020, JIANG *et al.*, 2023, MATOS *et al.*, 2025). Esse comportamento estabelece a base para compreensão das alterações climáticas subsequentes, pois impulsionam mecanismos de *feedbacks* gerados no âmbito da criosfera e oceano, que podem ou não gerar mudanças significativas na AMOC. A seguir, serão discutidas essas alterações e quais as influências de cada variável para o contexto climático de cada período, bem como a sua contribuição para os diferentes ramos da AMOC.

### 6.1. Influência na criosfera e mecanismos de *feedback*

O forte aquecimento da atmosfera nas altas latitudes, em decorrência do aumento da incidência solar, potencialmente modifica a estrutura da criosfera. A força desse impacto é maior no Oceano Ártico, em virtude de um aquecimento mais pronunciado nessa região (Figura 7), e não afeta de maneira significativa a distribuição horizontal do gelo marinho no inverno, medida pela concentração do gelo (Figura 12d,e,f). Os baixos valores das anomalias negativas da concentração do gelo no Ártico, para o mês de março (Figura 13c,d), refletem os valores reduzidos de anomalias positivas de temperatura do ar (Figura 7), e indicam que mesmo no cenário mais quente, o *lig127k*, o resfriamento sazonal de inverno é suficiente para recongelar a superfície oceânica, embora a análise prévia da espessura tenha mostrado que esse gelo era mais fino (Figura 8d,e,f). Em março, a vasta maioria do Oceano Ártico já está coberta por gelo em sua extensão máxima. As variações orbitais, que modificam a insolação sazonal, têm pouca influência neste estado de quase-máxima cobertura (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; JIANG *et al.*, 2023). No entanto, vale ressaltar o fato do modelo possuir um viés negativo que torna a região do Oceano Ártico um pouco mais fria, como visto na etapa de validação (Figura 6). Ao possuir um clima naturalmente mais frio, o modelo aumenta a resiliência do gelo marinho no inverno, reduzindo a sua perda por derretimento durante as estações mais quentes.

Devido a intensificação dos parâmetros orbitais, os paleoclimas sofrem influência de forma mais considerável na concentração de gelo marinho do Ártico durante o verão, estação com maiores anomalias positivas de temperatura do ar (Figura 7). No entanto, a estrutura vertical das camadas de gelo, medidas pela sua espessura em metros, apresenta respostas mais significativas. A espessura do gelo marinho diminui notoriamente tanto no verão quanto no inverno ao simular um paleoclima considerado mais quente, de modo que o *lig127k* apresenta os menores valores de espessura, seguido do *midHolocene* e do *piControl* (Figura 8). Esses resultados refletem uma influência que não é bem distribuída localmente, concentrando-se nos mares do Leste Siberiano, Wandel e Groenlândia. Tal distribuição regional nos padrões de concentração e espessura de gelo podem refletir *feedbacks* atmosféricos que não foram abordados nesta monografia, como distribuição da vegetação e solo mais densa na parte continental que circunda estas regiões, o que contribui para uma resposta atmosférica mais rápida em relação às outras regiões com predominância de vegetação menos densa ao redor do Oceano Ártico (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; MATOS *et al.*, 2025).

A perda de gelo pode induzir anomalias positivas de temperatura sobre as regiões de convecção profunda oceânica. Isso ocorre pois a substituição de superfícies com altos valores de albedo, como as camadas de gelo por águas oceânicas, que tendem a absorver a radiação solar, altera o balanço de energia e intensifica o aquecimento (RUDDIMAN, 2014). A água doce, gerada pelo degelo, e o aumento da TSM como consequência do *feedback* gelo-albedo, reduzem a densidade da camada superior do oceano e suprimem a convecção profunda (MAKSYM *et al.*, 2012; SÉVELLEC *et al.*, 2017; MA *et al.*, 2024).

No Atlântico Norte do *lig127k* e *midHolocene*, é observado águas de maior salinidade, enquanto a água doce do Ártico se mantém concentrada nas altas latitudes. No *midHolocene* esse efeito é menos pronunciado. Desse modo, não há indícios de supressão da convecção profunda no *lig127k* ou no *midHolocene*, e sim, apenas aumento da água doce, associado ao degelo no Ártico. As magnitudes das anomalias negativas de gelo não possuem o poder de influência necessário para contrapor o aumento da salinidade e influenciar em um cenário de enfraquecimento da AMOC superior, que ocorreria ao reduzir a formação de água profunda.

Como apresentado na seção de resultados, o Oceano Austral apresenta uma maior variabilidade nas anomalias de cobertura de gelo quando comparado ao Oceano Ártico (Figuras 9, 11, 13 e 15). Essa região apresenta anomalias negativas e positivas bem estabelecidas regionalmente, porém com baixa magnitude, possivelmente como um reflexo das anomalias de temperatura do ar mais reduzidas (Figura 7). As anomalias negativas se concentram principalmente nos mares de Weddell, Bellingshausen e Amundsen, tanto para espessura quanto para concentração, variando de intensidade conforme o mês de maior ou menor cobertura, e com o período paleoclimático. Essas variações possivelmente ocorrem em decorrência da forte conexão que o Oceano Austral tem com o Atlântico, Pacífico e Índico, com aporte de águas com diferentes características que são transportadas entre as bacias (WEIJER *et al.*, 1999; BIASTOCH *et al.*, 2008; SUN *et al.*, 2020; SONG *et al.*, 2025). Dessa forma, a incidência solar inferida em decorrência dos parâmetros orbitais do *lig127k* e do *midHolocene* influenciam no degelo da Antártica em diferentes setores do Oceano Austral.

O transporte de água dos oceanos Índico e Pacífico Sul para o Atlântico Sul tem implicações substanciais para a AMOC. Weijer *et al.* (1999) e Biastoch *et al.* (2008) demonstraram que esses fluxos interbaciais de calor e sal são importantes para manter a estabilidade da circulação. Além disso, de acordo com estudos realizados por An *et al.* (2024), a resposta da AMOC ao pulso de água de degelo da Antártica depende da quantidade de água doce introduzida por unidade de tempo. Os resultados do estudo citado também demonstram que o aporte de água doce no setor do Pacífico, especificamente nos mares de Ross,

Amundsen e Bellingshausen, leva a uma redução de mais de 20% na intensidade da AMOC, sendo mais eficiente do que o aporte de água doce nas outras regiões, como o Mar de Weddell, no setor Atlântico e a Terra de Wilkes, entre os oceanos Índico e Pacífico. Portanto as anomalias negativas de concentração e espessura de gelo observadas para o *lig127k* e o *midHolocene* nas regiões dos mares de Weddell, e especialmente Bellingshausen e Amundsen, mostram um potencial de enfraquecimento da AMOC nesses dois períodos.

As mudanças na intensidade da AMOC, por influência do Oceano Austral, são causadas principalmente devido a variações na densidade da AFA, o seu ramo abissal, que determina a sua profundidade em cenários com diferentes níveis de incidência solar (SUN *et al.*, 2020; SONG *et al.*, 2025). Alterações na densidade potencial da AFA e o consequente contraste de densidade entre a APAN e a AFA podem afetar os caminhos pelos quais a APAN retorna à superfície e restringem a intensidade da AMOC (SONG *et al.*, 2025).

## 6.2. Assinaturas de TSM e SSM

As anomalias de TSM e SSM para o *lig127k* e o *midHolocene*, apresentadas na seção de resultados (Figuras 16 e 17), incluem regiões importantes que são amplamente discutidas na literatura visando avaliar a intensidade da AMOC (BOERS, 2021; KOSTOV *et al.*, 2021; LATIF *et al.*, 2022). Essas regiões abrangem o giro subpolar do Atlântico Norte, Mar da Groenlândia, Mar do Labrador, Mar Mediterrâneo, além da zona de transição da Barreira Fria marcada pela interação entre a Corrente do Golfo e a Corrente do Labrador, um ponto onde a CCOP sofre modificações significativas à medida que interage com a CAN (TALLEY *et al.*, 2011). Essas regiões servem, portanto, como indicadoras indiretas da força da AMOC ao avaliarmos as diferentes variações de temperatura e salinidade que afetam a densidade das massas d'água envolvidas nessa circulação termohalina.

A AMOC transporta águas quentes tropicais para o Atlântico Norte, e ao enfraquecer, menos calor chega ao norte, gerando um resfriamento anômalo na região do Giro Subpolar do Atlântico Norte. Além disso, a AMOC transporta água salgada para o norte, onde sofre resfriamento e afunda para formação da APAN. Desse modo, um Atlântico Norte mais doce implica em uma circulação termohalina mais fraca, com redução do aporte de sal (BOERS, 2021). De acordo com Kostov *et al.* (2021), as anomalias de TSM e SSM explicam parte da variabilidade da AMOC. Em seu estudo, o impacto mais significativo ocorre através de anomalias ao longo da costa leste da Groenlândia e em uma faixa estreita perto da fronteira oeste da bacia subpolar, especificamente no Mar do Labrador, sendo mais expressivo na borda

ocidental do que no interior do Mar do Labrador. O acúmulo de anomalias de TSM e SSM na região da Groenlândia alteram diretamente a densidade sobre as plataformas continentais, influenciando no equilíbrio entre os gradientes de pressão oceânica e na força de Coriolis, fundamentais para o transporte geostrófico das massas d'água. Já as anomalias no Mar do Labrador alteram a formação e a ventilação das massas de água profunda no norte (LIU *et al.*, 2019; KOSTOV *et al.*, 2021; SWINGEDOUW *et al.*, 2022; MA *et al.*, 2024).

De modo geral, o *lig127k* e o *midHolocene* apresentam um Atlântico Norte mais quente e salino, com as regiões do Mar do Labrador e Groenlândia apresentando anomalias positivas de temperatura e salinidade, além de uma Corrente do Golfo mais fria e doce e uma Corrente do Labrador mais quente e salina. Já o Ártico, se apresenta mais quente e doce, de acordo com as anomalias positivas de temperatura, e negativas de salinidade, respectivamente (Figuras 16 e 17). Esse cenário é complexo, pois o aquecimento do Atlântico Norte, em regiões de convecção profunda, reduz a formação da APAN, enquanto o aumento da salinidade intensifica esse processo (KOSTOV *et al.*, 2021). Apesar disso, as anomalias de salinidade mostram que o degelo do Ártico não é intenso o suficiente para contrapor o aporte de sal e influenciar na supressão da convecção profunda. É necessário avaliar, portanto, a influência das assinaturas de TSM e SSM para o ramo profundo da AMOC, visualizando a sua intensidade através dos mapas de função de corrente.

Em modelos, anomalias de salinidade no Mediterrâneo demonstram enfraquecimento ou reorganização do ramo profundo da AMOC (IVANOVIĆ *et al.*, 2014; SWINGEDOUW *et al.*, 2019; AYACHE *et al.*, 2021; ZHU *et al.*, 2023). A temperatura atua junto com a salinidade na densidade, mas, nesses estudos focados no Mediterrâneo, o controle dominante vem da salinidade da Água do Mediterrâneo (AM), um fator chave para a força e estabilidade da AMOC ao contribuir com o fornecimento de água relativamente quente e salina abaixo de 800 m para a formação da APAN, que segue em direção ao sul (IVANOVIĆ *et al.*, 2014; SWINGEDOUW *et al.*, 2019). Ivanović *et al.* (2014) mostra em seu estudo que uma mudança na salinidade do Mediterrâneo pela metade reorganiza a circulação do Atlântico Norte, resultando em anomalias climáticas regionais no Mar do Labrador e nos mares da Groenlândia-Islândia-Noruega de  $\pm 4$  °C. Além disso, um estudo paleoclimático para o início do Holoceno, realizado por Ayache *et al.* (2021), avaliou uma perturbação direta na circulação do Mar Mediterrâneo por meio de diferentes simulações idealizadas com diferentes taxas de liberação de água doce em até 1000 anos de duração. Os resultados indicaram que uma diminuição no fluxo de água doce para o Mediterrâneo é, claramente, um fator na intensificação da AMOC superior após o início do Holoceno.

As anomalias negativas de salinidade no Mar Mediterrâneo, observadas nos paleoclimas, podem estar associadas a possíveis mecanismos como degelo, maior precipitação na área que engloba o Mar Mediterraneo e monções mais fortes no Oceano Índico (MATOS *et al.*, 2025). Essas anomalias reduzem a contribuição da Água do Mediterrâneo, que ajuda na estabilização da APAN, e têm o potencial para enfraquecer o ramo profundo da AMOC. Apesar disso, o leve aquecimento das águas dessa região, apresentado no *lig127k*, e que é imperceptível no *midHolocene*, pode contribuir para diminuição desse efeito de dessalinização do Mar Mediterrâneo.

As anomalias negativas de TSM no Oceano Tropical e as anomalias positivas nas médias e altas latitudes (Figura 17) servem para corroborar com a afirmação de que uma simulação do *lig127k* e *midHolocene*, somente com influência dos GEE, resulta em um clima mais frio. A insolação é mais pronunciada apenas nas médias e altas latitudes, desse modo, onde a insolação tem efeito, gera aquecimento e consequente aumento da TSM, e onde não tem, gera resfriamento e diminuição da TSM, devido à maior influência dos GEE (CAPE - Last Interglacial Project Members, 2006; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017).

No Oceano Austral, as mesmas áreas que sofrem mais aquecimento, como no Mar de Bellingshausen e no Mar de Amundsen, são aquelas com maior degelo (Figuras 11, 15 e 17). Isso mostra uma resposta rápida do modelo para o *feedback* gelo-albedo, já que a TSM aumenta devido à perda da superfície de proteção gerada pela camada de gelo, que possui uma maior capacidade de albedo (RUDDIMAN, 2014). Esse aquecimento influencia no aporte de água doce ao induzir o degelo, que consequentemente diminui a densidade das águas, e também inibe o processo de liberação da salmoura (*brine rejection*), que ocorre na formação do gelo marinho e contribui para o aumento da densidade das águas. Essa dinâmica impacta na formação da AFA, já que é observada em regiões de contribuição de densidade para o afundamento dessa massa d'água na camada de fundo, como o Mar de Bellingshausen e o Mar de Amundsen (MAKSYM *et al.*, 2012; SUN *et al.*, 2020; SONG *et al.*, 2025).

### 6.3. Estrutura e intensidade da AMOC

Os resultados demonstraram que a força geral da AMOC permanece similar entre os períodos de estudo, porém sofre alterações assimétricas, também denominadas de “*bipolar seesaw*” (BROECKER, 1998), com uma AMOC superior mais profunda e intensa, e uma AMOC inferior de intensidade reduzida nos paleoclimas mais quentes (Figura 18). Estudos recentes com modelos climáticos avançados e reconstruções por proxies sedimentares, como

Pa/Th, indicam que a força geral da AMOC não apresenta mudanças marcantes entre o Último Interglacial, Holoceno Médio e o Pré-Industrial, apesar das diferenças nos parâmetros orbitais (JIANG *et al.*, 2021; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2021; SHI *et al.*, 2022; JIANG *et al.*, 2023; GERBER *et al.*, 2025).

As assimetrias aparentam estar relacionadas a anomalias positivas de salinidade em regiões de convecção profunda no Atlântico Norte e ao degelo no Oceano Austral. O aumento da SSM parece ter uma maior influência no acréscimo da densidade, de modo que consegue contrapor o também aumento da TSM, que reduziria a densidade das águas no Atlântico Norte (BOERS, 2021). Desse modo, o aumento da salinidade intensifica a formação da APAN ao influenciar na densidade da água de regiões chave para a convecção profunda, como no Mar do Labrador e Groenlândia, aumentando a profundidade e a intensidade da AMOC superior. Já a AMOC inferior é fortemente influenciada pelo degelo, e consequente aporte de água doce, em áreas específicas de contribuição para a convecção da AFA, como o Mar de Weddell, e especialmente, o Mar de Bellingshausen e o Mar de Amundsen. Esse processo reduz a densidade da água e suprime a convecção, diminuindo a intensidade da AFA (MAKSYM *et al.*, 2012; SUN *et al.*, 2020; SONG *et al.*, 2025).

A variabilidade da AMOC, avaliando tanto a sua célula superior quanto inferior, estão de acordo com estudos anteriores (KESSLER *et al.*, 2020; GERBER *et al.*, 2025), que apresentam eventos abruptos de caráter multidecenal durante o Último Interglacial, enquanto o Holoceno Médio se mantém relativamente estável e mais similar ao Pré-Industrial (Figuras 19 e 20). O *lig127k* e o *midHolocene*, portanto, demonstram o poder de resiliência da AMOC ao reproduzir as suas modificações em meio às diferentes mudanças na criosfera e nos padrões de TSM e SSM. Apesar da redução de intensidade da sua célula inferior em um paleoclima mais quente como no *lig127k*, a sua célula superior apresenta leve intensificação do seu transporte e maior extensão vertical. Esse mecanismo se assemelha ao apresentado por Ayache *et al.* (2021), onde a redução do aporte de água doce no Mar Mediterrâneo, e consequente menor influência na densidade da APAN, gera intensificação da AMOC superior.

É importante ressaltar que, caso as alterações que levam ao aquecimento fossem de ordem global e não regional, como é o caso das forçantes orbitais, talvez a AMOC enfraqueceria, enquanto a AFA poderia se expandir. Esse cenário é observado no experimento do CMIP6 *abrupt4xCO2* (BAKER *et al.*, 2025; MATOS *et al.*, 2025), e em outros experimentos como o *PI400*, onde a quantidade de CO<sub>2</sub> na atmosfera é aumentada de 280 ppmv para 400 ppmv. (POWER *et al.*, 2025; MATOS *et al.*, 2025).

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente monografia buscou analisar a influência da variabilidade climática na intensidade e estrutura da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC), utilizando simulações numéricas de quasi-equilíbrio do modelo acoplado AWI-CM3 para dois paleoclimas considerados mais quentes que o período Pré-Industrial (*piControl*): o Holoceno Médio (*midHolocene*) e o Último Interglacial (*lig127k*). A análise comparativa reafirmou o experimento *lig127k* como um período climático muito mais extremo do que o *midHolocene*, com anomalias de insolação significativamente mais pronunciadas nas altas latitudes do Hemisfério Norte durante o verão boreal. De modo geral, os dois períodos apresentam anomalias que caminham na mesma direção, porém com diferentes magnitudes, como também apresentado na literatura (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2017; WILLIAMS *et al.*, 2020; MATOS *et al.*, 2025), o que corrobora com a eficiência do modelo para reproduzir paleoclimas de diferentes períodos da história.

Dentre as anomalias das variáveis apresentadas nos paleoclimas, destacam-se o maior degelo no Oceano Ártico, em regiões como o Mar de Weddell, e de maneira mais significativa no Mar de Bellingshausen e no Mar de Amundsen, além de diferentes anomalias de TSM e, com maior influência na densidade, anomalias de SSM. Ambas anomalias, tanto de TSM quanto SSM, ocorrem em regiões chave de convecção profunda no Atlântico Norte como o Mar da Groenlândia e o Mar do Labrador, e em uma região de estabilização da APAN, o Mar Mediterrâneo.

Associado às anomalias das variáveis apresentadas, o modelo indicou uma resposta assimétrica entre as células superior e inferior da AMOC, denominado “*bipolar seesaw*” (BROECKER, 1998). A célula superior da AMOC revelou-se ligeiramente mais intensa e profunda nos paleoclimas quentes, possivelmente em virtude do aumento da SSM no Atlântico Norte, com o *lig127k* apresentando picos de intensidade máxima de caráter multidecadal que superam os 22 Sv, seguido por respostas intermediárias no *midHolocene* e menores valores no *piControl*. Por outro lado, a célula inferior da AMOC exibiu um comportamento oposto, caracterizado por uma clara redução de fluxo e menor extensão em direção ao norte nos períodos mais quentes, devido à influência do degelo em regiões de contribuição para a formação da AFA, como os mares de Weddell, e especialmente Bellingshausen e Amundsen.

Em suma, o estudo dos paleoclimas quentes do Holoceno Médio e do Último Interglacial provou ser uma ferramenta robusta de teste *out-of-sample*, essencial para validar

os modelos climáticos utilizados em projeções para o futuro, além de confirmar a hipótese principal de que a análise da variabilidade natural da AMOC, mediante diferentes forçantes em paleoclimas mais quentes que o período Pré-Industrial, fornece entendimento crucial sobre os mecanismos governantes das mudanças climáticas do passado.

## 8. REFERÊNCIAS

ACKERMANN, L. *et al.* A comprehensive Earth system model (AWI-ESM2.1) with interactive icebergs: effects on surface and deep-ocean characteristics. *Geoscientific Model Development*, v. 17, p. 3279–3301, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-17-3279-2024>.

ADCROFT, A.; CAMPIN, J.-M. Rescaled height coordinates for accurate representation of free-surface flows in ocean circulation models. *Ocean Modelling*, v. 7, p. 269–284, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2003.09.003>.

AN, S. *et al.* Antarctic meltwater reduces the Atlantic meridional overturning circulation through oceanic freshwater transport and atmospheric teleconnections. *Communications Earth & Environment*, v. 5, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01670-7>.

ARMSTRONG MCKAY, D. I. *et al.* Exceeding 1.5°C global warming could trigger multiple climate tipping points. University of Exeter, 2022. Journal contribution. Disponível em: <https://hdl.handle.net/10871/131584>.

AYACHE, M. *et al.* Evaluating the impact of Mediterranean overflow on the large-scale Atlantic Ocean circulation using neodymium isotopic composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 570, p. 110359, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110359>.

BAKER, J. A.; BELL, M. J.; JACKSON, L. C. *et al.* Continued Atlantic overturning circulation even under climate extremes. *Nature*, v. 638, p. 987–994, 2025. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41586-024-08544-0>.

BERGER, A.; LOUTRE, M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, v. 10, n. 4, p. 297-317, 1991. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q).

BIASTOCH, A.; BÖNING, C.; LUTJEHARMS, J. Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. *Nature*, v. 456, p. 489–492, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nature07426>.

BOERS, N. Observation-based early-warning signals for a collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change*, v. 11, p. 680-688, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01097-4>.

BRIERLEY, C. M. *et al.* Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 midHolocene simulations. *Climate of the Past*, v. 16, p. 1847–1872, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-16-1847-2020>.

BROECKER, W. S. Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw?. *Paleoceanography*, v. 13, n. 2, p. 119–121, 1998. <https://doi.org/10.1029/97PA03707>.

BUCKLEY, M. W.; MARSHALL, J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review. *Reviews of Geophysics*, v. 54, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2015RG000493>.

BUIZZA, R. *et al.* IFS Cycle 43r3 brings model and assimilation updates. *ECMWF Newsletter*, n. 152, p. 18–22, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.21957/76t4e1>.

CAPE - LAST INTERGLACIAL PROJECT MEMBERS. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quaternary Science Reviews*, v. 25, n. 13–14, p. 1383-1400, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.033>.

CAPRON, E. *et al.* Critical evaluation of climate syntheses to benchmark CMIP6/PMIP4 127 ka Last Interglacial simulations in the high-latitude regions. *Quaternary Science Reviews*, v. 168, p. 137–150, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.019>.

CHANGES in Circumpolar Deep Water. AntarcticGlaciers.org, [s. l.], 2020. Disponível em: <https://www.antarcticglaciers.org/glaciers-and-climate/changing-antarctica/changes-circumpolar-deep-water/>.

CHOUDHURY, B. A. *et al.* Evolution of the Indian summer monsoon rainfall simulations from CMIP3 to CMIP6 models. *Climate Dynamics*, v. 58, p. 2637–2662, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06023-0>.

CRAIG, A.; VALCKE, S.; COQUART, L. Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT\_3.0. *Geoscientific Model Development*, v. 10, p. 3297–3308, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3297-2017>.

CRIVELLARI, Stefano. Effects of abrupt changes in the Atlantic meridional overturning circulation over the Amazon Basin: an isotopic and elemental approach. 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.32595.20000>.

DANILOV, S. *et al.* The Finite-volume Sea ice–Ocean Model (FESOM2). *Geoscientific Model Development*, v. 10, p. 765–789, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-10-765-2017>.

EYRING, V. *et al.* ESMValTool (v1.0) – a community diagnostic and performance metrics tool for routine evaluation of Earth system models in CMIP. *Geoscientific Model Development*, v. 9, p. 1747–1802, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1747-2016>.

FORSTER, P. M. *et al.* Indicators of Global Climate Change 2025: annual update of key indicators of the state of the climate system and human influence. *Earth System Science Data*, 2026. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/essd-2026-287>.

GERBER, L. *et al.* Low variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation throughout the Holocene. *Nature Communications*, v. 16, 2025. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41467-025-61793-z>.

HAYWOOD, A. M. *et al.* Pliocene Model Intercomparison Project Phase 3 (PlioMIP3) – Science plan and experimental design. *Global and Planetary Change*, v. 232, 104316, 2024. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104316>.

HAYWOOD, A. M. *et al.* What can Paleoclimate Modelling do for you?. *Earth Systems and Environment*, v. 3, p. 1–18, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s41748-019-00093-1>.

IVANOVIĆ, R. *et al.* Sensitivity of modern climate to the presence, strength and salinity of Mediterranean-Atlantic exchange in a global general circulation model. *Climate Dynamics*, v. 42, p. 859-877, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1680-5>.

JIANG, Z. *et al.* No changes in overall AMOC strength in interglacial PMIP4 time slices. *Climate of the Past*, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-19-107-2023>.

JIANG, Z. *et al.* The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) simulated during interglacials and its impact on climate. *EGUsphere*, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-3432>.

JOOS, F.; SPAHNI, R. Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, v. 105, n. 5, p. 1425-1430, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1073/pnas.0707386105>.

JOUSSAUME, S.; BRACONNOT, P. Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, n. D2, p. 1943–1956, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/96JD01989>.

KAGEYAMA, M. *et al.* The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 1: Overview and over-arching analysis plan. *Geoscientific Model Development*, v. 11, p. 1033–1057, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1033-2018>.

KESSLER, A. *et al.* Dynamics of Spontaneous (Multi) Centennial-Scale Variations of the Atlantic Meridional Overturning Circulation Strength During the Last Interglacial.

Paleoceanography and Paleoclimatology, v. 35, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2020pa003913>.

KOSTOV, Y. *et al.* Distinct sources of interannual subtropical and subpolar Atlantic overturning variability. *Nature Geoscience*, v. 14, p. 491 - 495, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00759-4>.

KUHLBRODT, T. *et al.* The low-resolution version of HadGEM3 GC3.1: Development and evaluation for global climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 10, p. 2865–2888, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2018MS001370>.

LATIF, M. *et al.* Natural variability has dominated Atlantic Meridional Overturning Circulation since 1900. *Nature Climate Change*, v. 12, p. 455 - 460, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01342-4>.

LENTON, T. M. *et al.* Global Tipping Points Report 2025. Exeter: University of Exeter, 2025. 378 p. Disponível em: [https://publications.pik-potsdam.de/pubman/item/item\\_34056](https://publications.pik-potsdam.de/pubman/item/item_34056).

LENTON, T. M. *et al.* Climate tipping points - too risky to bet against. *Nature*, v. 575, n. 7784, p. 592-595, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/d41586-019-03595-0>.

LIU, W.; FEDOROV, A.; SÉVELLEC, F. The Mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation Slowdown Induced by Arctic Sea Ice Decline. *Journal of Climate*, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/jcli-d-18-0231.1>.

MA, Qiyun *et al.* Revisiting climate impacts of an AMOC slowdown: dependence on freshwater locations in the North Atlantic. *Science Advances*, v. 10, p. eadr3243, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/sciadv.adr3243>.

MAKSYM, T.; STAMMERJOHN, S. E.; ACKLEY, S.; MASSOM, R. Antarctic sea ice – A polar opposite? *Oceanography*, v. 25, n. 3, p. 140–151, 2012. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2012.88>.

MALARDEL, S. *et al.* A new grid for the IFS. ECMWF Newsletter, p. 23–28, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.21957/zwdu9u5i>.

MARSHALL, J.; SCHOTT, F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, v. 37, n. 1, p. 1–64, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/98RG02739>.

MATOS, Oliveira F. D. A. A influência do transporte integrado de água doce na estabilidade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico. 2016. Monografia (Bacharelado em Oceanografia) - Universidade Federal da Bahia - UFBA, Salvador, 2016.

MATOS, Oliveira F. D. A. *et al.* Diagnosing the Atlantic Meridional Overturning Circulation in density space is critical in warmer climates. *Ocean Science*, v. 21, p. 2895–2914, 2025. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/os-21-2895-2025>.

MATOS, Oliveira F. D. A. *et al.* Modeling the Late Pliocene with AWI-CM3 as a contribution to PlioMIP3 core experiments. *Global and Planetary Change*, v. 257, 105196, 2026. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2025.105196>.

MECKING, J. *et al.* The effect of model bias on Atlantic freshwater transport and implications for AMOC bi-stability. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 69, p. 1299910, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/16000870.2017.1299910>.

OHSHIMA, K. *et al.* Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nature Geoscience*, v. 6, p. 235–240, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/ngeo1738>.

ORSI, A. H.; BULLISTER, J. L. Synthesis of WOCE chlorofluorocarbon data in the Pacific Ocean. U.S. WOCE Report 8, p. 11–13, 1996.

ORSI, A. H.; JOHNSON, G. C.; BULLISTER, J. L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, v. 43, n. 1, p. 55-109, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X).

OTTO-BLIESNER, B. L. *et al.* Large-scale features of Last Interglacial climate: results from evaluating the lig127k simulations for the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6)–Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4). *Climate of the Past*, v. 17, p. 63-94, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-17-63-2021>.

OTTO-BLIESNER, B. L. *et al.* The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations. *Geoscientific Model Development*, v. 10, p. 3979–4003, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3979-2017>.

PEREIRA, J. *et al.* The bifurcation of the western boundary current system of the South Atlantic Ocean. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 32, n. 2, p. 241–257, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.22564/rbgf.v32i2.456>.

PETERSEN, M. R. *et al.* Evaluation of the arbitrary Lagrangian–Eulerian vertical coordinate method in the MPAS-Ocean model. *Ocean Modelling*, v. 86, p. 93–113, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.12.004>.

RAHMSTORF, S.; JENDRKOWIAK, J.; GOU, R. Atlantic 'cold blob' is caused by ocean heat transport change, not surface fluxes. *ESS Open Archive*, 2025. Disponível em: <https://doi.org/10.22541/essoar.175398664.43623973/v1>.

ROSSBY, T. On gyre interactions. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 46, n. 1–2, p. 139-164, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(98\)00095-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(98)00095-2).

RUDDIMAN, William F. *A terra transformada*. Tradução: Théo Amon. Revisão técnica: Francisco Eliseu Aquino. Porto Alegre: Bookman, 2015.

SANTOSO, A.; ENGLAND, M. H. Antarctic Intermediate Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model. *Journal of Physical Oceanography*, v. 34, p. 2160–2179, 2004. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<2160:AIWCAV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<2160:AIWCAV>2.0.CO;2).

SCHOLZ, P. *et al.* Assessment of the Finite-volume Sea ice-Ocean Model (FESOM2.0) – Part 1: Description of selected key model elements and comparison to its predecessor version. *Geoscientific Model Development*, v. 12, p. 4875–4899, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4875-2019>.

SCHOLZ, P. *et al.* Assessment of the Finite-Volume Sea ice–Ocean Model (FESOM2.0) – Part 2: Partial bottom cells, embedded sea ice and vertical mixing library CVMix. *Geoscientific Model Development*, v. 15, p. 335–363, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-15-335-2022>.

SÉVELLEC, F.; FEDOROV, A.; LIU, W. Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change*, v. 7, p. 604-610, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/nclimate3353>.

SHI, X. *et al.* Simulated mid-Holocene and last interglacial climate using two generations of AWI-ESM. *Journal of Climate*, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/jcli-d-22-0354.1>.

SHI, J. *et al.* East Asian summer precipitation in AWI-CM3: Comparison with observations and CMIP6 models. *International Journal of Climatology*, v. 43, n. 9, p. 4083–4098, 2023. <https://doi.org/10.1002/joc.8075>.

SIDORENKO, D. *et al.* AMOC, Water Mass Transformations, and Their Responses to Changing Resolution in the Finite-Volume Sea Ice-Ocean Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 12, p. e2020MS002317, 2020a. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2020MS002317>.

SIDORENKO, D. *et al.* Simple algorithms to compute meridional overturning and barotropic streamfunctions on unstructured meshes. *Geoscientific Model Development*, v. 13, p. 3337–3345, 2020b. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3337-2020>.

SONG, Z. *et al.* Southern Ocean influence on Atlantic Meridional Overturning Circulation across climate states. *Nature Communications*, v. 16, 2025. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41467-025-64268-3>.

SPALL, M. A.; PICKART, R. S. Where Does Dense Water Sink? A Subpolar Gyre Example. *Journal of Physical Oceanography*, v. 31, p. 810–826, 2001. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0810:WDDWSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0810:WDDWSA>2.0.CO;2).

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>.

STREFFING, J. et al. AWI-CM3 coupled climate model: description and evaluation experiments for a prototype post-CMIP6 model. *Geosci. Model Dev.*, v. 15, p. 6399–6427, 2022. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-6399-2022>.

SUN, S. *et al.* Surface Constraints on the Depth of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: Southern Ocean versus North Atlantic. *Journal of Climate*, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0546.1>.

SWINGEDOUW, D. *et al.* Impact of freshwater release in the Mediterranean Sea on the North Atlantic climate. *Climate Dynamics*, p. 1-23, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04758-5>.

SWINGEDOUW, D. *et al.* AMOC Recent and Future Trends: A Crucial Role for Oceanic Resolation and Greenland Melting?. *Frontiers in Climate*, v. 4, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.3389/fclim.2022.838310>.

TALLEY, L. D.; MCCARTNEY, M. S. Distribution and Circulation of Labrador Sea Water. *Journal of Physical Oceanography*, v. 12, p. 1189–1205, 1982. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1189:DACOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1189:DACOLS>2.0.CO;2).

TALLEY, L. D. *et al.* Descriptive physical oceanography: An introduction. 6. ed. [S. l.]: Academic Press, 2011.

TERHAAR, J. Composite model-based estimate of the ocean carbon sink from 1959 to 2022. *Biogeosciences*, v. 22, p. 1631–1649, 2025. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/bg-22-1631-2025>.

WEIJER, W. *et al.* Impact of Interbasin Exchange on the Atlantic Overturning Circulation. *Journal of Physical Oceanography*, v. 29, p. 2266–2284, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<2266:IOIEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2266:IOIEOT>2.0.CO;2).

WEIJER, W. *et al.* CMIP6 models predict significant 21st century decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Geophysical Research Letters*, v. 47, p. e2019GL086075, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019GL086075>.

WILD, M. The global energy balance as represented in CMIP6 climate models. *Clim Dyn*, v. 55, p. 553–577, 2020. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05282-7>.

WILLIAMS, C. J. R. *et al.* CMIP6/PMIP4 simulations of the mid-Holocene and Last Interglacial using HadGEM3: comparison to the pre-industrial era, previous model versions and proxy data. *Climate of the Past*, v. 16, p. 1429–1450, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-16-1429-2020>.

WUNDERLING, N. Climate tipping point interactions and cascades: a review. *Earth System Dynamics*, v. 15, p. 41–74, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/esd-15-41-2024>.

ZAPPONINI, M. *et al.* Assessing resolution sensitivity in coupled climate simulations with AWI-CM3. *Geosci. Model Dev.*, v. 19, p. 3395–3425, 2026. <https://doi.org/10.5194/gmd-19-3395-2026>.

ZELINKA, M. D. *et al.* Causes of higher climate sensitivity in CMIP6 models. *Geophysical Research Letters*, v. 47, p. e2019GL085782, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019GL085782>.

ZHU, C. Likely accelerated weakening of Atlantic overturning circulation emerges in optimal salinity fingerprint. *Nature Communications*, v. 14, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36288-4>.

ZIKA, J. D.; ENGLAND, M. H.; SIJP, W. P. The ocean circulation in thermohaline coordinates. *Journal of Physical Oceanography*, v. 42, n. 5, p. 708–724, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0139.1>.