



Universidade Federal do Rio de Janeiro

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Meteorologia

**AVALIAÇÃO DO TRANSPORTE DE CALOR NA RADIAL DE
XBT DE ALTA DENSIDADE NOAA-AX97 ENTRE O RIO DE
JANEIRO E A ILHA DA TRINDADE**

Isabela Costa Pereira da Mota

Orientador: Prof.º Dr. Mauro Cirano

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Rio de Janeiro, RJ

Março, 2024

AVALIAÇÃO DO TRANSPORTE DE CALOR NA RADIAL DE XBT DE
ALTA DENSIDADE NOAA-AX97 ENTRE O RIO DE JANEIRO E A ILHA
DA TRINDADE

Isabela Costa Pereira da Mota

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Avaliada por:

Prof.º D. Sc. Mauro Cirano - IGEO/UFRJ
(Orientador)

Prof.º D. Sc. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira - IGEO/UFRJ

Prof.º D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes - IGEO/UFRJ

Rio de Janeiro, RJ

Março, 2024

Não aquele que começa, mas aquele que persevera.

Leonardo da Vinci

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família, especialmente aos meus pais, Cleidia e Antonio, por sempre me incentivarem e apoiarem minhas escolhas, além de todo o suporte ao longo de toda minha vida acadêmica.

Ao meu orientador Mauro Cirano por toda a orientação, paciência, conselhos e incentivo ao longo desses anos de projeto e por aceitar conduzir o meu trabalho de pesquisa.

Aos meus colegas de laboratório, especialmente a equipe do MOVAR, Jéssica Lobato, Tayanne Pires, Paula Marangoni, Samantha Cruz e Denise Fukai por toda troca, parceria e colaboração ao longo desses anos de projeto.

A todos os professores do curso de meteorologia, em especial Ana Cristina Palmeira, Ana Nunes, Wallace Menezes pelo aprendizado, incentivo e amizade.

Também agradeço a meus amigos Beatriz Miranda, Everson Coqueiro, Kamyllin Pereira, Jonatha Soares, Juan Neres, Victória Santos, Douglas Máximo e Carlos Lauriano por todo apoio, parceria e momentos de diversão na fase final do curso. Obrigada por tornarem o caminho melhor e mais divertido do que eu poderia imaginar.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 DADOS E METODOLOGIA.....	7
2.1 DADOS OBSERVADOS.....	7
2.2 MODELOS DO CMIP6.....	9
2.3 CÁLCULO DO TRANSPORTE DE CALOR.....	10
2.4 MATRIZ DE CORRELAÇÃO.....	11
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	12
3.1 RADIAL NOAA-AX97.....	12
3.1.1 VELOCIDADE E TEMPERATURA.....	12
3.1.2 TRANSPORTE DE CALOR OBSERVADO.....	14
3.1.3 SAZONALIDADE.....	18
3.2 MODELOS DO CMIP6.....	20
3.2.1 ANÁLISE DO PERÍODO HISTÓRICO.....	20
3.2.2 TRANSPORTE DE CALOR DA CORRENTE DO BRASIL.....	27
4 CONCLUSÕES.....	30
4.1 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS.....	31
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	32

RESUMO

O Oceano Atlântico Sul possui processos complexos da dinâmica oceânica, essenciais para a distribuição de energia global, sendo a única grande bacia oceânica que transporta calor do pólo para o equador. A Corrente do Brasil (CB) é a Corrente de Contorno Oeste (CCO) do giro subtropical do Atlântico Sul, que possui fluxo para sul de águas quentes e salinas e extensão vertical aproximada de 500 m de profundidade, sendo seu monitoramento é crucial para uma melhor análise do balanço de calor na região. Este estudo aborda a estimativa do transporte de calor na radial NOAA-AX97, por meio da análise de dados observados de XBT do projeto MOVAR e de modelos do sistema terrestre do *Coupled Model Intercomparison Project - Phase 6* (CMIP6). A metodologia baseia-se em uma estimativa direta de cálculo do transporte de calor (Talley, 2003), resultando em um transporte médio na radial de $-0,79 \pm 0,46$ PW e $-0,50 \pm 0,37$ PW na região da Corrente do Brasil, indicando uma forte advecção de calor para sul na região de estudo no período de 2004 a 2022. Além disso, o presente estudo analisa a habilidade de oito modelos do CMIP6 em representar as variáveis oceânicas da região de estudo, bem como o transporte de calor de cada um durante o período histórico (1981-2014). A análise é feita através dos Modelos do Sistema Terrestre (MST) que são a mais nova geração de modelos climáticos. Para a validação dos modelos, foram utilizados os dados coletados ao longo da radial NOAA-AX97. Como resultados das análises, o modelo que apresentou um melhor desempenho foi MIROC-ES2L, resultando em um transporte médio de $-0,37 \pm 0,02$ PW, aproximando-se do observado. Ademais, notou-se que apesar da baixa resolução dos MST, todos conseguiram representar a CB.

Palavras-chave: corrente do Brasil; oceanografia física; XBT.

ABSTRACT

The South Atlantic Ocean has complex ocean dynamics processes that are essential for the distribution of global energy and is the only major ocean basin that transports heat from the pole to the equator. The Brazil Current (BC) is the Western Boundary Current (WBC) of the subtropical South Atlantic gyre, which has a southward flow of warm, saline waters and a vertical extension of approximately 500 m in depth, and its monitoring is crucial for a better analysis of the heat balance in the region. This study addresses the estimation of heat transport in the NOAA-AX97 radial by analyzing observed XBT data from the MOVAR project and earth system models from the Coupled Model Intercomparison Project - Phase 6 (CMIP6). The methodology is based on a direct estimate of heat transport calculation (Talley, 2003), resulting in an average radial transport of -0.79 ± 0.46 PW and -0.50 ± 0.37 PW in the Brazil Current region, indicating strong southward heat advection in the study region from 2004 to 2022. In addition, this study analyzes the ability of eight CMIP6 models to represent the ocean variables of the study region, as well as the heat transport of each during the historical period (1981-2014). The analysis is carried out using Earth System Models (ESM), which are the newest generation of climate models. Data collected along the NOAA-AX97 radial was used to validate the models. As a result of the analysis, the model that performed best was MIROC-ES2L, resulting in an average transport of -0.37 ± 0.02 PW, close to what was observed. Furthermore, it was noted that despite the low resolution of the MSTs, they all managed to represent the BC.

Keywords: Brazil current; physical oceanography; XBT.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Representação esquemática das principais correntes superficiais do Atlântico Sul (extraído de Peterson & Stramma 1991 e adaptado por Cirano et al. 2006)..... 2
- Figura 2: Área de estudo sobreposta com a batimetria (m) da região, onde a linha vermelha indica a radial de referência NOAA-AX97..... 8
- Figura 3: Campos de (a) velocidade média da corrente (m/s) e (b) desvio padrão (m/s) da radial NOAA-AX97. Ponto em amarelo (a) indica a posição da máxima velocidade na direção sul encontrada no campo de velocidade média..... 13
- Figura 4: Campos de (a) temperatura média (°C) e (b) desvio padrão (°C) da radial NOAA-AX97..... 14
- Figura 5: Série temporal do transporte líquido de calor (a) ao longo da radial NOAA-AX97 e (b) entre as longitudes 041°W e 039°W, região média do posicionamento da CB, calculados entre as profundidades 0 e 500 m. Os marcadores preenchidos na série de transporte indicam cruzeiros da coleta de dados. Unidade PW.. 15
- Figura 6: Matriz de correlação com coeficiente de correlação de Pearson: Correlação do conjunto de dados relacionados ao transporte de calor na radial NOAA-AX97 (triângulo inferior). As estrelas representam a significância de acordo com o valor-p (***) : $p < 0,0001$, ** : $p < 0,001$, * : $p < 0,05$, ns : Não significativo)..... 17
- Figura 7: Gráfico de barras com as médias por estação do ano do transporte de calor líquido (a) ao longo da radial NOAA-AX97 e o transporte de calor para sul (b) entre as longitudes 041°W e 039°W, região média do posicionamento da CB, calculados entre as profundidades 0 e 500 m. O transporte no verão (DJF) está representado pela cor vermelha, no outono (MAM) está representado pela cor amarelo, no inverno (JJA) está representado pela cor azul e na primavera (SON) está representado pela cor verde. Barras de erro representam o desvio padrão..... 18
- Figura 8: Campos de velocidade média da corrente (m/s) do período histórico para (a) ACCESS-ESM1-5 (b) CanESM5 (c) CNRM-ESM2-1 (d) GISS-E2-1-G-CC (e) MRI-ESM2-0 (f) MIROC-ESM (g) NorESM2-LM (h) UKESM1-0-LL. As cores em azul (vermelho) representam fluxo para sul (norte)..... 21
- Figura 9: Campos de anomalia de temperatura (°C) do período histórico, em relação aos dados do MOVAR, para (a) ACCESS-ESM1-5 (b) CanESM5 (c) CNRM-ESM2-1 (d) GISS-E2-1-G-CC (e) MRI-ESM2-0 (f) MIROC-ESM (g) NorESM2-LM (h) UKESM1-0-LL..... 24
- Figura 10: Campos de anomalia de salinidade (g.kg^{-1}) do período histórico, em relação aos dados do MOVAR, para (a) ACCESS-ESM1-5 (b) CanESM5 (c) CNRM-ESM2-1 (d) GISS-E2-1-G-CC (e) MRI-ESM2-0 (f) MIROC-ESM (g) NorESM2-LM (h) UKESM1-0-LL..... 25

Figura 11: Comparação do transporte de calor para sul entre os resultados dos modelos do CMIP6 e os dados observados do MOVAR para a região definida na Figura 2.....27

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Transporte de calor no Atlântico Sul a partir de dados observados.....	3
Continuação da Tabela 1: Transporte de calor no Atlântico Sul a partir de dados observados.....	4
Tabela 2: Lista dos Modelos do Sistema Terrestre do CMIP6 e suas especificações.	9
Tabela 3: Classificação do coeficiente de correlação de Pearson.....	11

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

AT - Água Tropical

CB - Corrente do Brasil

CCO - Corrente de Contorno Oeste

CMIP6 - *The Sixth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project*

CTD - Condutividade, temperatura e profundidade (*Conductivity, Temperature and Depth*)

IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*

MST - Modelo do Sistema Terrestre

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

TB - Trans-bacia

XBT - Batitermógrafo descartável (*eXpendable BathyThermograph*)

1 INTRODUÇÃO

O oceano e a atmosfera desempenham papéis essenciais no sistema climático global, com a circulação oceânica destacando-se como um dos principais mecanismos responsáveis pela redistribuição de calor no planeta.

Devido a maior capacidade térmica da água, o oceano possui um papel crucial no funcionamento do sistema climático. O aumento do armazenamento de calor nas camadas superficiais do oceano (de 0 a 2000 m) evidenciado por Trenberth (2010) destaca a relevância desse sistema para o equilíbrio térmico global. Além disso, os transportes oceânicos globais, predominantemente ocorrendo nos trópicos, estão sincronizados com os transportes atmosféricos, resultando em máximos de transporte de calor oceânico no verão e mínimos no inverno, enquanto ocorre o oposto na atmosfera (Fasullo & Trenberth, 2008). Compreender a dinâmica oceânica e atmosférica é importante para desvendar os mecanismos por trás dos padrões climáticos globais.

No Hemisfério Sul, o Oceano Atlântico Sul é marcado pela sua circulação média, caracterizada pelo Giro Anticiclônico do Atlântico Sul (Figura 1). Na sua borda ocidental, o Giro Anticiclônico é delimitado pela Corrente do Brasil (CB). A CB é uma corrente de contorno oeste (CCO) que flui para sul ao longo da costa leste da América do Sul, transportando água quente e salina e é relativamente fraca em comparação com outras CCOs, como a Corrente do Golfo e a Corrente de Kuroshio (Peterson & Stramma, 1991). O padrão de transporte de calor na região é direcionado para o equador em latitudes médias, contrário à redistribuição global, onde o transporte de calor seria direcionado para longe do equador (Bryan, 1962; Peterson & Stramma, 1991; Lumpkin & Garzoli, 2011)

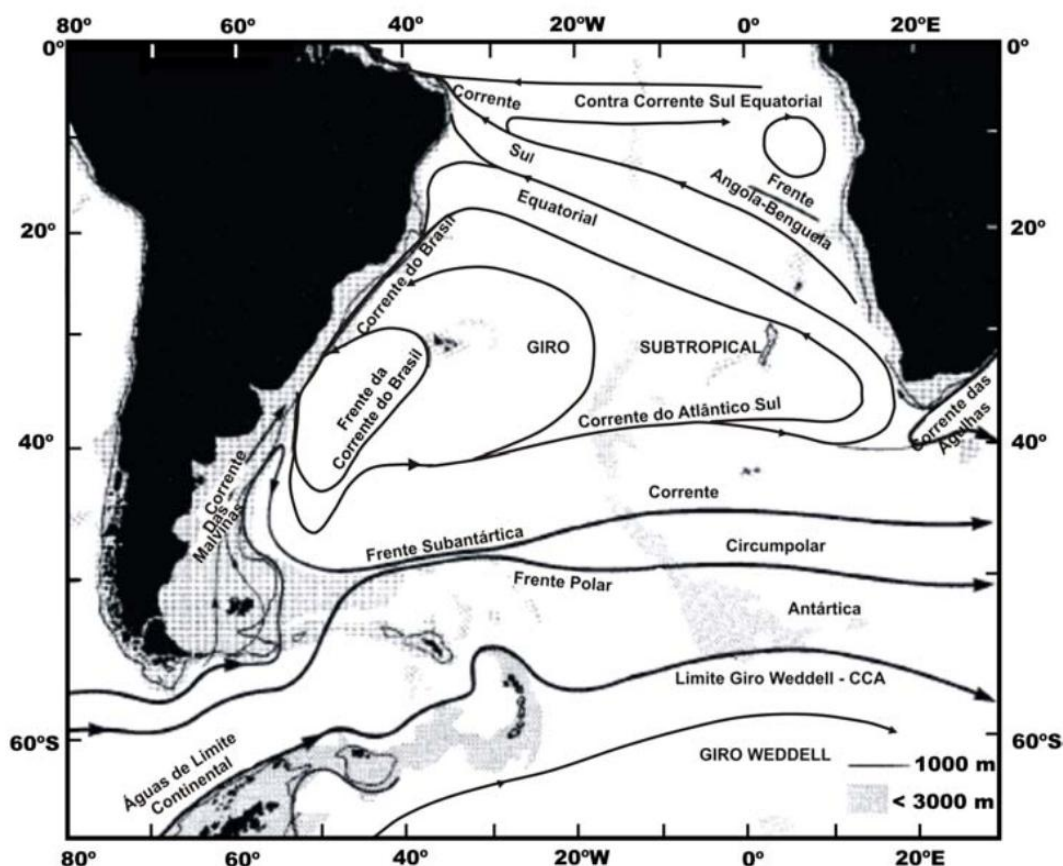


Figura 1. Representação esquemática das principais correntes superficiais do Atlântico Sul (extraído de Peterson & Stramma 1991 e adaptado por Cirano *et al.* 2006).

Os transportes de volume e calor são responsáveis por quantificar os fluxos de calor entre baixas e altas latitudes, influenciando a temperatura e a circulação dos oceanos, que, por sua vez, afetam a transferência de calor e umidade para a atmosfera. Seu monitoramento é crucial para uma melhor análise do balanço de calor na região. Ele é importante para a compreensão das mudanças climáticas e suas consequências para a vida marinha e para as populações costeiras. O transporte de calor na região do Atlântico Sul, especialmente, é influenciado por uma complexa interação de fatores oceânicos e atmosféricos (Peterson & Stramma, 1991).

As metodologias clássicas e atuais de quantificação do transporte de calor baseiam-se em cálculos de estimativas diretas, através de seções hidrográficas, frequentemente encontradas em seções trans-bacias (TB), onde há coleta de dados observados ao longo de uma seção transversal em uma linha que corta uma ou mais bacias oceânicas, permitindo análises ao longo dessa rota. Estudos anteriores (Tabela 1) utilizam dados observados, provenientes de instrumentação oceanográfica sobre o transporte de calor na bacia do Atlântico Sul,

resultando em transportes que variam entre 0,22 a 0,92 PW (1×10^{15} W) (Macdonald, 1998; Holfort & Siedler, 2001; McDonagh & King, 2005; Garzoli & Baringer, 2007; Lumpkin & Speer, 2007; Dong *et al.*, 2011; Bryden *et al.*, 2011; Garzoli *et al.*, 2013; Dong *et al.*, 2015; Majumder *et al.*, 2016; Dong *et al.*, 2021; Manta *et al.*, 2021; Pita *et al.*, 2024).

Tabela 1: Transporte de calor no Atlântico Sul a partir de dados observados.

REFERÊNCIA	LATITUDE	LONGITUDE	PROFUNDIDADE	TRANSPORTE DE CALOR	PERÍODO	MÉTODO
Speer <i>et al.</i> (1996)	11°S	035.5°W - 037.0°W	1100 m	-0,1 ± 0,08 PW	Mar - Abr 1983	CTD
Macdonald (1998)	11°S	TB	Toda coluna d'água	0,89 ± 0,25 PW	1983	CTD (A11S)
Lumpkin & Speer (2007)	11°S	TB	Toda coluna d'água	0,74 ± 0,36 PW	Abr–Mai 1994	WOCE
Dong <i>et al.</i> (2015)	20°S	TB	Toda coluna d'água	0,71 PW	1993–2006	XBT - altimetria
Majumder <i>et al.</i> (2016)	20°S	TB	Toda coluna d'água	0,53 ± 0,16 PW	2000–2014	Argo - altimetria
Dong <i>et al.</i> (2021)	20°S	TB	Toda coluna d'água	0,62 ± 0,16 PW	Jan 1993–Out 2020	XBT
Pita <i>et al.</i> (2024)	22,5°S	TB	Toda coluna d'água	0,7 ± 0,2 PW	2007-2020	ARGO - XBT (AX97)
Macdonald (1998)	23°S	TB	Toda coluna d'água	0,33 ± 0,25 PW	1983	CTD (A23S)
Bryden <i>et al.</i> (2011)	24°S	TB	Toda coluna d'água	0,4 PW	Fev–Mar 1983	CTD
Bryden <i>et al.</i> (2011)	24°S	TB	Toda coluna d'água	0,7 PW	Mar-Abr 2009	CTD
Dong <i>et al.</i> (2015)	25°S	TB	Toda coluna d'água	0,68 PW	1993–2007	XBT - altimetria
Majumder <i>et al.</i> (2016)	25°S	TB	Toda coluna d'água	0,92 ± 0,15 PW	2000–2015	Argo - altimetria
Dong <i>et al.</i> (2021)	25°S	TB	Toda coluna d'água	0,66 ± 0,16 PW	Jan 1993–Out 2021	XBT
Macdonald (1998)	27°S	TB	Toda coluna d'água	0,49 ± 0,25 PW	1988	CTD (A27S)
Holfort & Siedler (2001)	30°S	TB	Toda coluna d'água	0,29 PW	Dez 1992	GO-SHIP section
McDonagh & King (2005)	30°S	TB	Toda coluna d'água	0,22 ± 0,08 PW	Dez 1992 - Jan 1993	CTD

Continuação da Tabela 1: Transporte de calor no Atlântico Sul a partir de dados observados.

Garzoli and Baringer (2007)	30°S	TB	Toda coluna d'água	0,54 ± 0,11 PW	Jul 2002- Mai 2006	XBT (AX18)
Dong et al (2015)	30°S	TB	Toda coluna d'água	0,67 PW	1993–2008	XBT - altimetria
Majumder et al (2016)	30°S	TB	Toda coluna d'água	0,76 ± 0,22 PW	2000–2016	Argo - altimetria
Dong et al (2021)	30°S	TB	Toda coluna d'água	0,62 ± 0,15 PW	Jan 1993– Out 2022	XBT
Talley (2003)	32°S	-	500 m	-0,53 PW	Abr -Mai 1959 e Nov 1972	Traçadores
Lumpkin and Speer (2007)	32°S	TB	Toda coluna d'água	0,62 ± 0,15 PW	Dez 1992–Jan 1993	WOCE
Dong et al (2011)	34°S	TB	Toda coluna d'água	0,55 ± 0,14 PW	2002–2008	XBT
Dong et al (2015)	34,5°S	TB	Toda coluna d'água	0,67 PW	1993–2009	XBT - altimetria (AX18)
Manta et al (2021)	34,5°S	TB	Toda coluna d'água	0,27 ± 0,10 PW	Jan 2017	GO-SHIP
Dong et al (2021)	34,5°S	TB	Toda coluna d'água	0,57 ± 0,21 PW	Jan 1993– Out 2023	XBT (AX18)
Dong et al (2009)	35°S	~ 048°W	Toda coluna d'água	-1,59 ± 0,33 PW	2002–2007	XBT
Garzoli et al (2013)	35°S	TB	Toda coluna d'água	0,54 ± 0,14 PW	2002–2011	XBT
Majumder et al (2016)	35°S	TB	Toda coluna d'água	0,66 ± 0,21 PW	2000–2017	Argo - altimetria

O projeto MOnitoramento da VARIabilidade Regional do transporte de calor e volume na camada superficial do oceano Atlântico Sul entre o Rio de Janeiro e a Ilha Trindade (MOVAR), é um dos programas do escritório regional do *Global Ocean Observing System* (GOOS-Brasil) e realiza o monitoramento continuado mais longo da CB desde 2004. Esta iniciativa colabora para o aumento do número de dados observacionais oceanográficos e melhoria do entendimento da variabilidade da CB (Lima *et al.*, 2016; Goes *et al.*, 2019), além de auxiliar na avaliação de modelos numéricos e produtos de satélite nessa região do globo, uma vez que, historicamente, o Hemisfério Sul possui uma amostragem de dados observados menor e mais recente comparado ao Hemisfério Norte.

Neste contexto, a modelagem climática desempenha um papel central. A sexta fase do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (*The Sixth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project – CMIP6*; O’NEILL *et al.*, 2016) é a fase mais recente do esforço colaborativo global e oferece simulações climáticas abrangentes provenientes de diversos modelos climáticos acoplados e os Modelos do Sistema Terrestre (MST). Os MSTs são modelos climáticos globais que possuem capacidade de representar processos biogeoquímicos que interagem com o clima físico, podendo alterar a sua resposta às forçantes antropogênicas associadas às emissões de gases com efeito de estufa.

A integração desses resultados amplia a perspectiva sobre as interações oceano-atmosfera, fornecendo ideias para nossa compreensão dos processos climáticos. Os modelos do CMIP6 são comumente utilizados para análises e projeções de cenários futuros relacionados a mudanças climáticas. Portanto, a análise desses modelos em comparação com dados observacionais são importantes. Além disso, a quantificação desse balanço contribui para fornecer estimativas realistas para a avaliação dos MST vinculados aos relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC*).

O Sexto Relatório de Avaliação do IPCC, aborda as mudanças em calor e salinidade nos oceanos, destacando a importância do transporte de calor oceânico influenciado por alterações na circulação e temperatura oceânica. Conforme discutido por Rathore *et al.* (2020), há indícios de crescimento contínuo do teor de calor nos oceanos, baseadas nas projeções do CMIP6, especialmente entre 1995-2014, com previsão de incremento futuro. Bracegirdle *et al.* (2020) contribuem com a observação de padrões na circulação das CCO no Hemisfério Sul, enquanto os modelos do CMIP demonstram aquecimento diferenciado em várias regiões. Destaca-se a conclusão de que, de acordo com essas análises, há uma elevada confiança de que o aumento do conteúdo de calor dos oceanos, decorrente das emissões antropogênicas de CO₂, é praticamente irreversível em escalas temporais humanas.

Dessa forma, o presente trabalho partiu da necessidade de quantificar e entender o transporte de calor superficial, ao longo da radial NOAA-AX97, que monitora uma das principais CCO do Atlântico Sul e como essa estimativa pode contribuir na análise das rodadas do período histórico dos MSTs associados à sexta rodada do IPCC.

Este trabalho está organizado em quatro capítulos, sendo este primeiro uma introdução do tema. O Capítulo 2 apresenta a descrição dos dados e das metodologias utilizadas no cálculo do transporte de calor e as verificações dos métodos objetivos. O Capítulo 3 mostra os resultados obtidos do transporte de calor na área de estudo, a partir dos dados observados, as análises das saídas dos modelos do CMIP6 e as estatísticas referentes aos resultados. Por fim, no Capítulo 4 encontram-se as conclusões deste trabalho e o Capítulo 5 apresenta as referências bibliográficas.

2 DADOS E METODOLOGIA

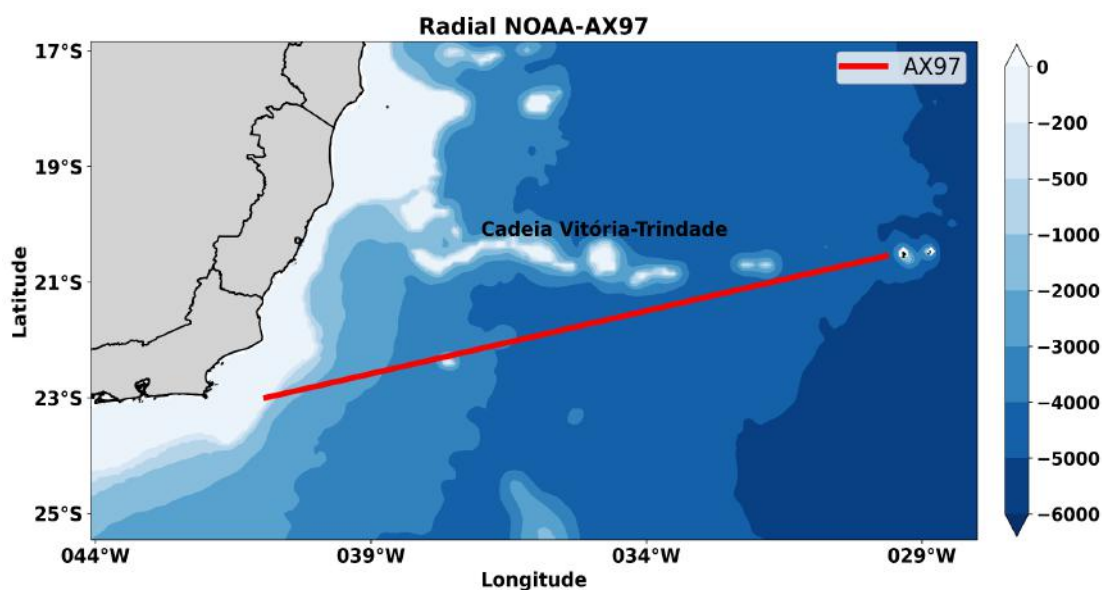
Neste capítulo serão apresentados os conjuntos de dados que serão utilizados nos métodos objetivos, na verificação desses métodos e nas análises físicas. Também serão apresentadas as metodologias para calcular o transporte de calor, verificar os métodos objetivos, para definir o transporte de calor observado e modelado.

2.1 DADOS OBSERVADOS

Para estimar parâmetros relevantes do transporte de calor e sua variabilidade, foram utilizados 79 cruzeiros do transecto XBT de alta densidade NOAA-AX97 para o período de 2004 a 2022. O projeto MOVAR é fruto de uma parceria entre a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e a Universidade Federal do Rio Grande (FURG), com apoio logístico da Marinha do Brasil e da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) dos Estados Unidos da América. Através desse projeto, são coletados dados *in situ* de temperatura da água do mar, a partir de batitermógrafos descartáveis (*eXpendable BathyThermograph* - XBT) na latitude aproximada de 22°S. Esta coleta ocorre a bordo de navios de oportunidade da Marinha do Brasil com frequência aproximadamente bimestral desde o ano de 2004.

A coleta de dados tem início próximo à região de Cabo Frio - RJ (Figura 2). Sua amostragem é realizada a cada 10 milhas náuticas (~18 km), na região compreendida entre a isóbata de 200 m e a de 2000 m, região em que se espera encontrar a CB. A partir da isóbata de 2000 m, a coleta passa a ser realizada a cada 15 milhas náuticas (~27 km), o que a caracteriza como uma linha de monitoramento de alta densidade. É importante ressaltar que essa linha de monitoramento faz parte de um conjunto global de linhas de monitoramento de XBT, cuja definição mais recente é apresentada por Goni *et al.* (2019). Essa linha de monitoramento representa a contribuição brasileira para esse programa global, aumentando o número de dados oceanográficos observacionais do Oceano Atlântico Sul.

Figura 2: Área de estudo sobreposta com a batimetria (m) da região, onde a linha vermelha indica a radial de referência NOAA-AX97.



O XBT é uma sonda lançada do lado de um navio para medir a temperatura ao longo da coluna d'água, onde os dados são transmitidos de volta para o navio, por fios de cobre, e a profundidade da sonda é inferida pela taxa de queda. Esses dados são utilizados para criar um perfil de temperatura da água em função da profundidade. A maioria dos perfis são medidos através de sondas do tipo *Sippican Deep Blue*, que realizam medições até a profundidade aproximada de 800 m. As medições com base em XBTs são realizadas pela temperatura amostrada e o tempo de descida do XBT. O tempo de descida (t em segundos) é convertido em profundidade (z em metros) usando a equação de taxa de queda (FRE) do fabricante padrão e seguindo as novas correções propostas por Cheng *et al.* (2014 apud Lima *et al.*, 2016).

Após o pré-processamento, os dados de cada cruzeiro são interpolados linearmente para um espaçamento regular de 10 m de profundidade e interpolados de forma otimizada ao longo do transecto para um espaçamento longitudinal de $0,25^\circ$. Para inferir a velocidade da corrente, são utilizados diferentes cálculos para estimativa da velocidade e correção dos dados de temperatura. No presente trabalho são utilizados os dados já corrigidos e apresentados por Cruz (2022), que otimizou através de um algoritmo genético a metodologia de estimativa da velocidade proposta por Goes *et al.* (2019).

2.2 MODELOS DO CMIP6

Para a análise do período histórico dos MSTs foram considerados dados mensais de janeiro de 1981 até dezembro de 2014 para composição da climatologia. Para entender o estado médio das variáveis e o transporte de calor associado à área de estudo, analisa-se os experimentos históricos (esm-hist) dos modelos do CMIP6. O esm-hist representa simulações de 1850 a 2014, onde as emissões de CO₂ são prescritas e as concentrações são calculadas para componentes marinhos e terrestres.

As análises de transporte foram baseadas no primeiro membro do conjunto (r1i1p1f1), a fim de manter a consistência na comparação entre modelos, já que alguns dos modelos (GISS-E2-1-G-CC e MRI-ESM2-0) fornecem apenas um membro do conjunto. As descrições dos oito MSTs estão detalhadas na Tabela 2. Foram utilizados dados de temperatura conservativa (thetao), salinidade (so), velocidade zonal (uo) e meridional (vo). Todos os modelos foram obtidos em suas grades nativas, com exceção do NorESM2-LM, devido à sua dependência temporal na coordenada vertical, conforme mencionado por Seland *et al.* (2020). Todos os modelos foram submetidos a uma interpolação simples para uma grade comum, a fim de facilitar a comparação entre eles.

Tabela 2: Lista dos Modelos do Sistema Terrestre do CMIP6 e suas especificações.

Modelo do Sistema Terrestre	Grade	Modelo Oceânico	Resolução		Centro	País	Referências
			Horizontal (lon x lat)	Grade Vertical			
ACCESS-ESM1-5	gn	GFDL MOM5	1° x 1°	z*50	CSIRO	Austrália	Ziehn <i>et al.</i> (2020)
CanESM5	gn	CanNEMO	1° x 1°	z45	CCCma	Canadá	Swart <i>et al.</i> (2019)
CNRM-ESM2-1	gn	Nemo 3.6	1° x 1°	z*75	CNRM/CE RFACS	França	Séférián <i>et al.</i> (2019)
GISS-E2-1-G-CC	gn	E2.1	1° x 1°	z40	GISS	Estados Unidos da América	Kelley <i>et al.</i> (2020)
MRI-ESM2-0	gn	MRI.COMv4	1° x 0,5°	z*60	MRI	Japão	Yukimoto <i>et al.</i> (2019)
NorESM2-LM	gn	BLOM/iHAM OCC	1° x 1°	z - rho53	NCC	Noruega	Seland <i>et al.</i> (2020)
UKESM1-0-LL	gn	NEMO-HadGE M3-GO6.0	1° x 1°	z*75	MOHC	Reino Unido	Kuhlbrodt <i>et al.</i> (2018)

2.3 CÁLCULO DO TRANSPORTE DE CALOR

A metodologia utilizada para calcular o transporte de calor é a mesma adotada por Talley (2003), baseada em seções hidrográficas zonais. A equação (1) utilizada para calcular o transporte de calor (PW) é dada por:

$$H = \iint \rho \, c_p \, \theta \, v \, dA \quad (1)$$

onde H é o transporte de calor, ρ é a densidade da água em kg/m³, c_p é o calor específico da água em J/kg.°C, θ é a temperatura potencial em °C, v é a velocidade da corrente em m/s e dA é a área transversal da seção em m².

O PW é utilizado quando se refere ao transporte de calor com massa conservada. A conservação de massa, no contexto do transporte de calor, significa que a quantidade total de massa sendo transportada ao longo de uma seção específica permanece constante, sem perdas ou ganhos líquidos de massa.

Para calcular o transporte de calor da radial, a velocidade geostrófica, temperatura potencial, capacidade do calor específico e densidade estimadas dos dados observados são integrados entre a superfície do mar e a profundidade de 500 m. Já o transporte de calor na região onde se concentra o fluxo observado da CB é calculado entre as longitudes de 041° W e 039° W. Estudos recentes demonstram que, na região de estudo, a CB está concentrada entre as longitudes selecionadas (Lima *et al.*, 2016; Goes *et al.*, 2019; Cruz, 2022).

O transporte de calor no contexto dos modelos do CMIP6 é calculado a partir dos dados de velocidade meridional e zonal, temperatura potencial e salinidade do MSTs, rotacionados e interpolados para serem analisados em relação à radial de referência NOAA-AX97. Visto que não houve diferença entre uma análise com e sem a consideração da sazonalidade, optou-se por utilizar as médias anuais para a análise dos dados.

Esta metodologia é aplicada de duas maneiras distintas: (i) utilizando todas as velocidades na região de integração, para a obtenção do transporte líquido e acumulado; (ii) utilizando apenas velocidades negativas, que indicam fluxos na direção sul. Os resultados são apresentados na seção 3.2.

2.4 MATRIZ DE CORRELAÇÃO

O coeficiente de correlação de Pearson (r) mede a relação linear entre duas variáveis x e y , onde este varia entre -1 e $+1$, com 0 implicando em não correlação. Correlações de -1 ou $+1$ implicam uma relação linear exata.

A Tabela 3 apresenta os detalhes da classificação das correlações de acordo com o intervalo de valor. Correlações positivas implicam que, à medida que uma determinada variável x aumenta, o mesmo acontece com a variável y . Por outro lado, correlações negativas implicam que, à medida que a variável x aumenta, a variável y diminui. Esta função também executa um teste da hipótese nula de que as distribuições subjacentes às amostras não estão correlacionadas e normalmente distribuídas. Logo, utiliza-se o valor- p para indicar aproximadamente a probabilidade de um sistema não correlacionado produzir conjuntos de dados que têm uma correlação de Pearson, pelo menos como extremo, como o calculado a partir desses conjuntos de dados. Portanto, os coeficientes de correlação de Pearson, neste trabalho, são calculados entre o transporte de calor observado e suas respectivas variáveis e valores- p .

Tabela 3: Classificação do coeficiente de correlação de Pearson.

Coeficiente de Correlação	Classificação
Muito forte	$r \geq 0,9$
Forte	$0,7 \leq r < 0,9$
Moderada	$0,5 \leq r < 0,7$
Fraca	$0,3 \leq r < 0,5$
Muito fraca	$0 \leq r < 0,3$

Todas as análises foram realizadas na linguagem de programação Python. Além disso, foi considerada diferença estatisticamente significativa quando valor- $p < 0,05$.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 RADIAL NOAA-AX97

3.1.1 VELOCIDADE E TEMPERATURA

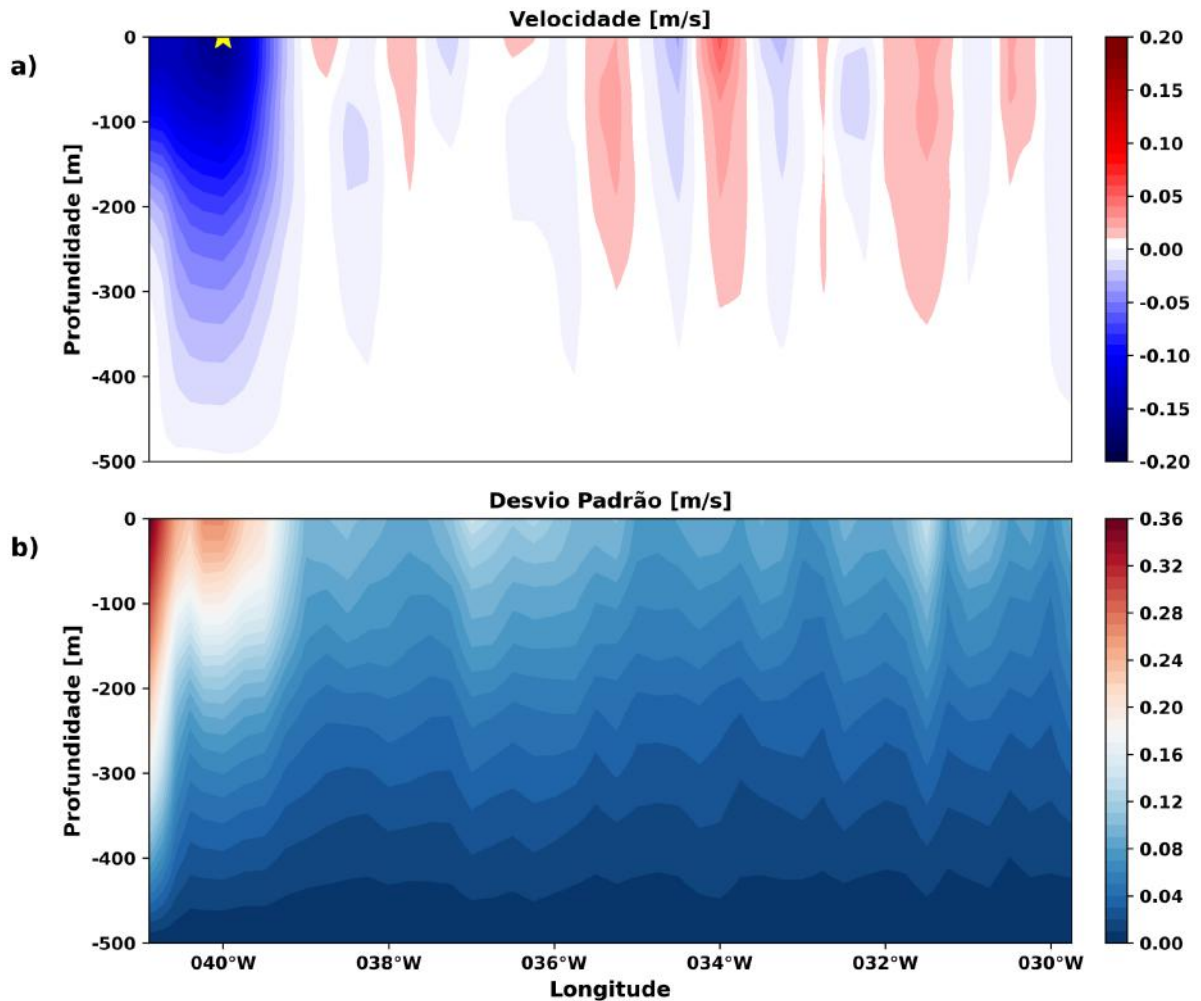
A Figura 3 apresenta os campos médios de velocidade e variabilidade da radial NOAA-AX97. No campo de velocidade média das correntes (Figura 3a), observa-se que há um núcleo intenso de fluxo de corrente para sul, com profundidade média de aproximadamente 500 m a oeste de 039°W, relacionado a CB, como verificado por Lima *et al.* (2016) e Goes *et al.* (2019). O núcleo da CB está localizado em aproximadamente 040°W, e a sua intensidade¹ média é de $-0,17 \pm 0,26$ m/s, valor próximo ao encontrado por Lima *et al.* (2016), Goes *et al.* (2019) e Cruz (2022). Além disso, nota-se a variação entre correntes fluindo para sul e para norte, com diferentes magnitudes ao longo da radial, feições importantes fornecidas pelas observações *in situ*. Há correntes intensas com fluxo médio para norte entre aproximadamente 034°W e 031,5°W, que são regiões próximas aos montes submarinos e à Ilha da Trindade, o que pode caracterizar uma recirculação local.

No campo de variabilidade da CB (Figura 3b) existem quatro regiões com máximos de variabilidade. As duas primeiras localizam-se em 040,9°W e a outra em 040°W, o que evidencia o deslocamento horizontal da CB. A localização do seu núcleo possui uma variabilidade bem marcada longitudinalmente. A região da radial NOAA-AX97 é caracterizada por intensa atividade de mesoescala²; sua variabilidade tem sido associada a padrões climáticos em uma região de grande importância econômica para o Brasil (Mill *et al.* 2015). Essas atividades referem-se a vórtices e meandros e dentre os fatores que podem causar a formação dos mesmos pela CB estão a proximidade com a plataforma continental mais rasa e a mudança na orientação da linha de costa (Signorini, 1978, Campos *et al.*, 1995, Calado *et al.*, 2006). As outras duas regiões com máximo de variabilidade encontram-se em 037°W e 031,5°W, regiões próximas aos montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade e à Ilha da Trindade, e sua variabilidade pode estar ligada à recirculação local.

¹ Intensidade da corrente: Velocidades altas, capazes de transportar grandes volumes de água e influenciar a circulação oceânica em grande escala, podem ser consideradas intensas. Porém, o critério exato pode variar dependendo do contexto e dos padrões locais e globais de circulação oceânica.

² Mesoescala: A mesoescala oceânica é um nível intermediário de organização na dinâmica oceânica, que abrange uma variedade de fenômenos importantes que ocorrem em escalas de dezenas a centenas de quilômetros.

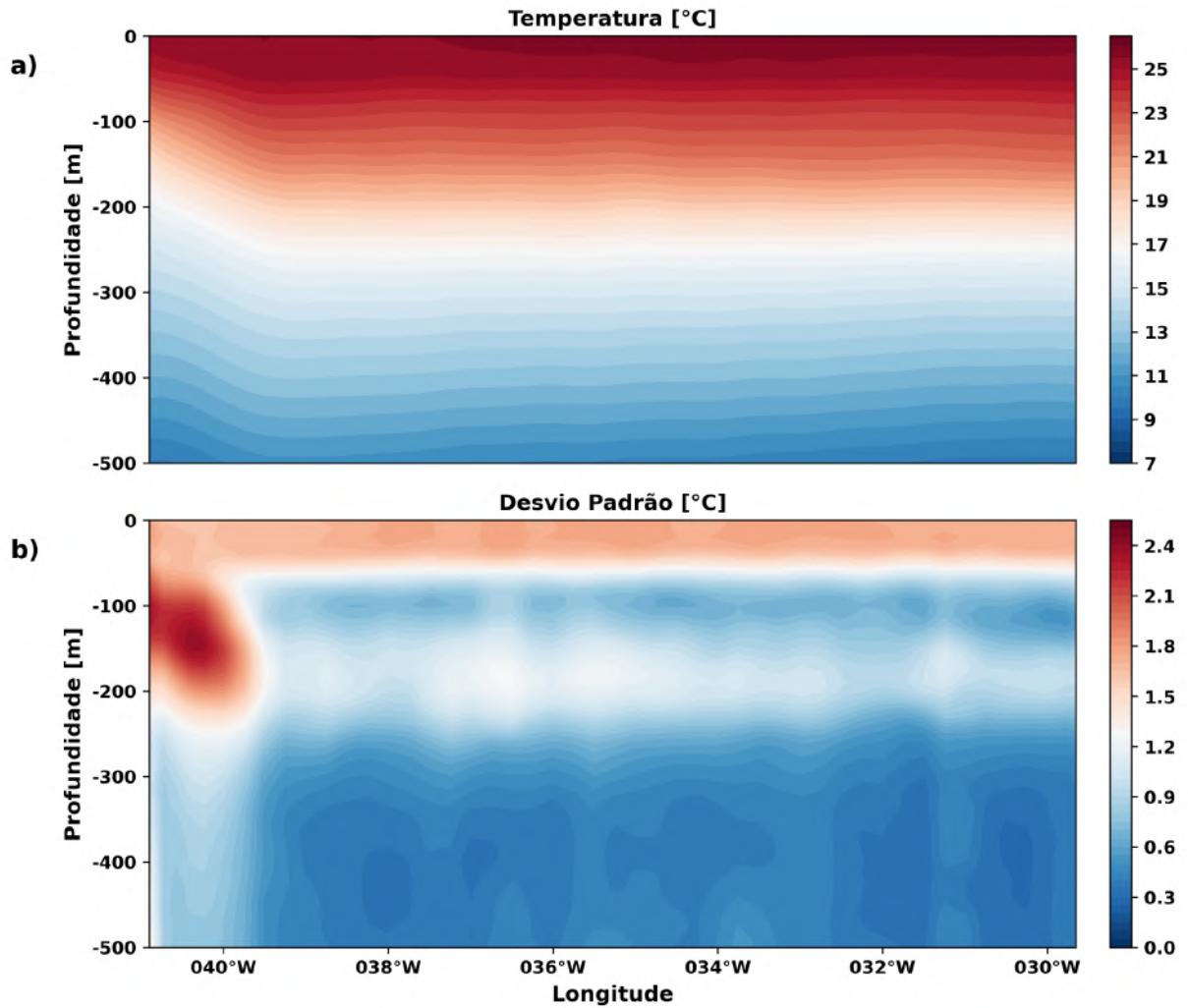
Figura 3: Campos de (a) velocidade média da corrente (m/s) e (b) desvio padrão (m/s) da radial NOAA-AX97. Ponto em amarelo (a) indica a posição da máxima velocidade na direção sul encontrada no campo de velocidade média.



Na faixa de profundidades estudada atuam duas massas d'água: a Água Tropical (AT) caracterizada por águas com temperaturas maiores do que 20°C e salinidades acima de 36 psu (Emilson, 1961), e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) caracterizada por temperaturas entre 6°C e 20°C e por salinidades entre 34,6 e 36 psu (Miranda, 1985). No campo de temperatura média (Figura 4a) observa-se a diminuição da temperatura com a profundidade, que vai de acordo com o esperado na região da AT e da ACAS. Há também um forte gradiente de temperatura a oeste de 039°W, relativo à coleta de dados próximo a quebra da plataforma continental, o que justifica sua alta variabilidade no campo apresentado na Figura 4b. Isso corrobora com Lima *et al.* (2016), que observaram que desde a subsuperfície até a profundidade de 300 m, na faixa de longitude de 040,5° a 040°W, região que inclui o núcleo médio da CB, as isotermas são mais íngremes e o fluxo baroclínico é mais intenso. Além disso, a ocorrência de vórtices de mesoescala próxima a costa de Cabo Frio, justifica essa

variabilidade na região. Nota-se também uma alta variabilidade na região que compreende a AT, devido a troca com a atmosfera e a sazonalidade. A variabilidade na região compreendida entre 150 e 250 m justifica-se pela variação da ACAS.

Figura 4: Campos de (a) temperatura média (°C) e (b) desvio padrão (°C) da radial NOAA-AX97.

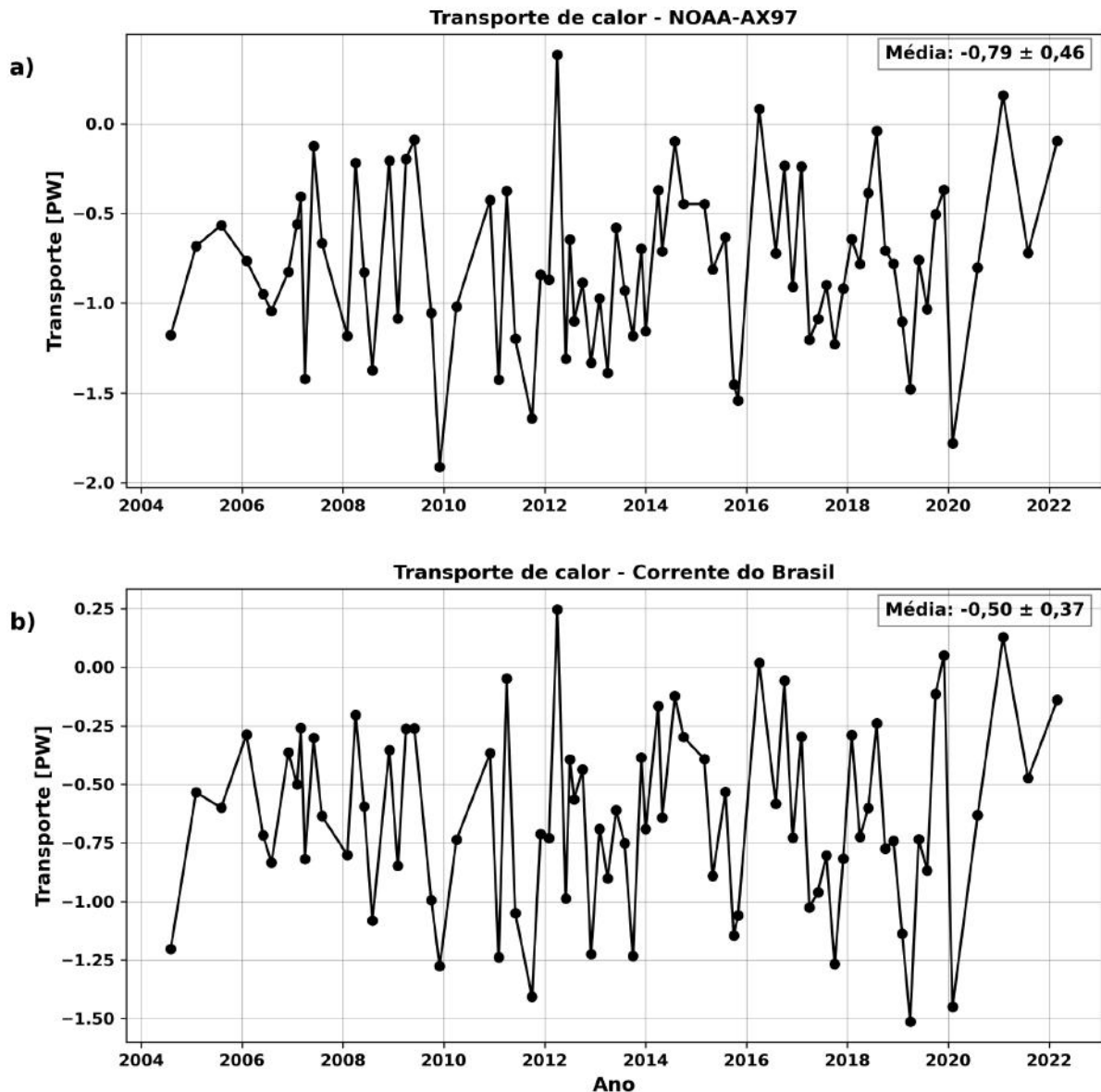


3.1.2 TRANSPORTE DE CALOR OBSERVADO

O transporte de calor na radial e na CB foi calculado nos primeiros 500 m da coluna d'água, por dois métodos distintos apresentados na seção 2.5. Para o transporte de calor na radial (Figura 5a), utilizou-se o método (i), onde as velocidades para sul e para norte, na região de integração, são consideradas para a obtenção do transporte líquido. Com isso, observa-se que o transporte de calor varia entre -1,91 PW (dezembro de 2009) e 0,38 PW (abril de 2012), com uma média de $-0,79 \pm 0,46$ PW em toda a série temporal. Por outro lado, o transporte de calor na região da CB, utilizando também o método (i), obteve como resultado, o transporte de calor variando entre -1,51 PW (abril de 2019) e 0,24 PW (abril de 2012), com uma média

de $-0,50 \pm 0,37$ PW (Figura 5b). Estes resultados corroboram com o apresentado por Talley (2003) no contorno oeste de 32°S , onde o resultado encontrado na camada de 0 a 500 m foi de $-0,53$ PW.

Figura 5: Série temporal do transporte líquido de calor (a) ao longo da radial NOAA-AX97 e (b) entre as longitudes 041°W e 039°W , região média do posicionamento da CB, calculados entre as profundidades 0 e 500 m. Os marcadores preenchidos na série de transporte indicam cruzeiros da coleta de dados. Unidade PW.



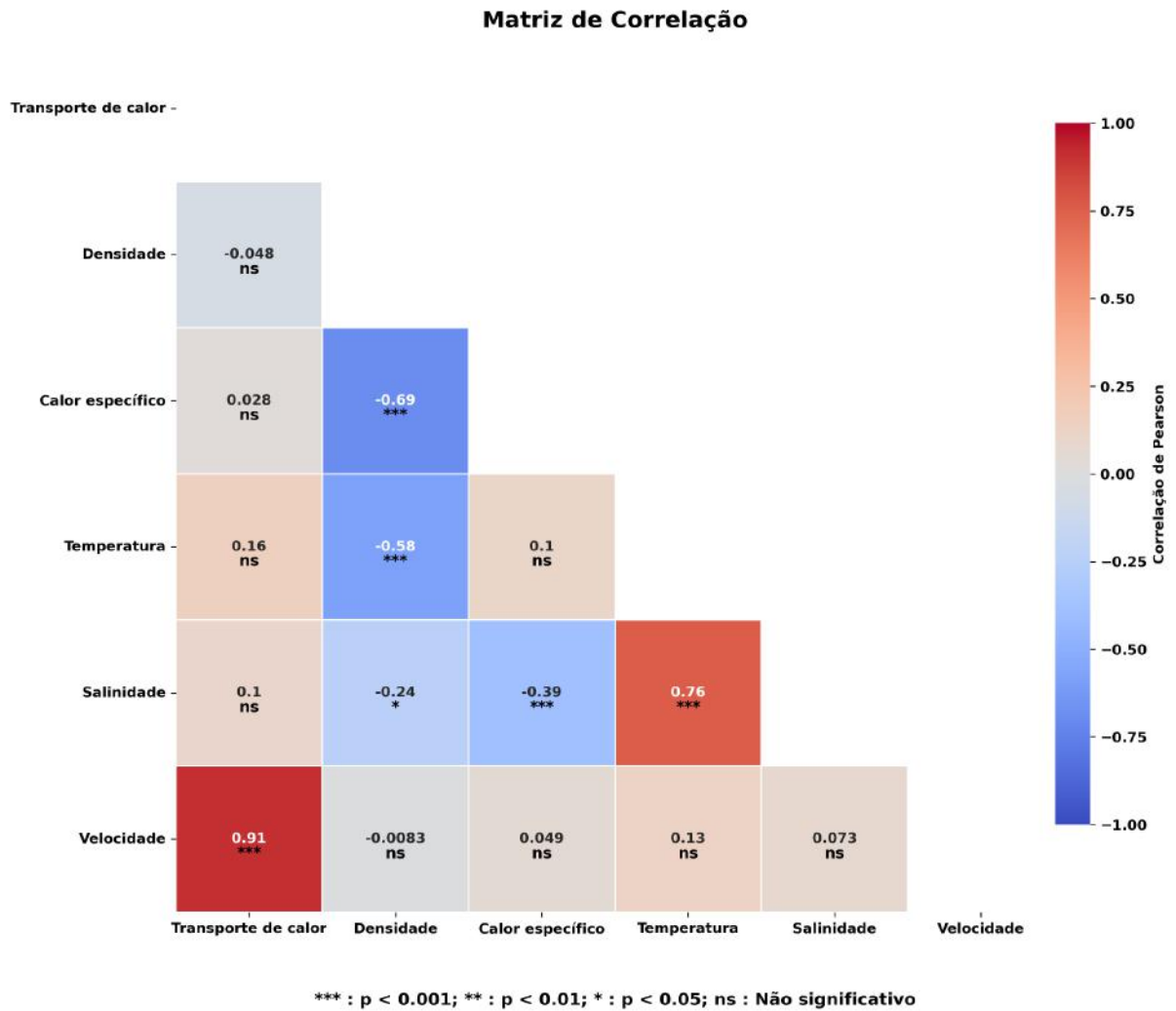
O cruzeiro de dezembro de 2009 foi estudado por Lima *et al.* (2016), Goes *et al.* (2019) e Cruz (2022). A maior magnitude de transporte para sul na radial ($-1,91$ PW), encontrado neste estudo, vai de acordo com Cruz (2022), onde para o mesmo período um vórtice de mesoescala

corroborou para a maior magnitude de transporte de volume³ para sul da série temporal (-11,4 Sv). Atribuiu-se a intensidade do transporte à uma intensificação anômala da ressurgência de Cabo Frio, que resultou na alteração das isotermas médias em profundidade, atingindo 4°C de temperatura na superfície (Goes *et al.*, 2019). Entretanto, ao analisar os resultados separadamente, nota-se que não há uma diferença significativa no transporte de calor ao separar o transporte confinado na região da CB e na radial como um todo. A variabilidade sazonal deste transporte é discutida em mais detalhes na seção 3.1.3.

A análise entre o transporte de calor e suas variáveis oceânicas (densidade, calor específico, temperatura potencial, salinidade e velocidade) deu-se através do uso da Correlação de Pearson. A posição do limite leste da CB varia ao longo do tempo. Portanto, realizamos um teste de sensibilidade para examinar como as variáveis associadas ao cálculo do transporte de calor afetariam o mesmo. Primeiro, estimou-se a correlação Pearson entre as variáveis e em seguida, a significância estatística (valor-p) entre elas foi calculada. Para ilustrar os resultados, a Figura 6 apresenta o mapa de calor das variáveis associadas ao transporte de calor na radial NOAA-AX97. Os tons próximos à cor vermelha indicam correlação positiva, enquanto os azuis, a correlação negativa. Das variáveis que possuem significância estatística, observa-se que a velocidade das correntes possui uma correlação forte com o transporte de calor, ou seja, quando há variação na velocidade das correntes, o transporte de calor varia junto ao seu fluxo, sendo a variável predominante nesse transporte. O calor específico e a temperatura, possuem correlação negativa com a densidade; ou seja, são inversamente proporcionais, uma vez que a densidade aumenta, as propriedades de temperatura diminuem. Já a salinidade, possui correlação positiva moderada com a temperatura, devido ao método de estimativa da salinidade proposta por Goes *et al.* (2019), que utiliza a temperatura dos perfis de XBT para estimar essa variável.

³ Transporte de volume: O transporte de volume no oceano refere-se ao movimento líquido de água em uma determinada direção ao longo do tempo.

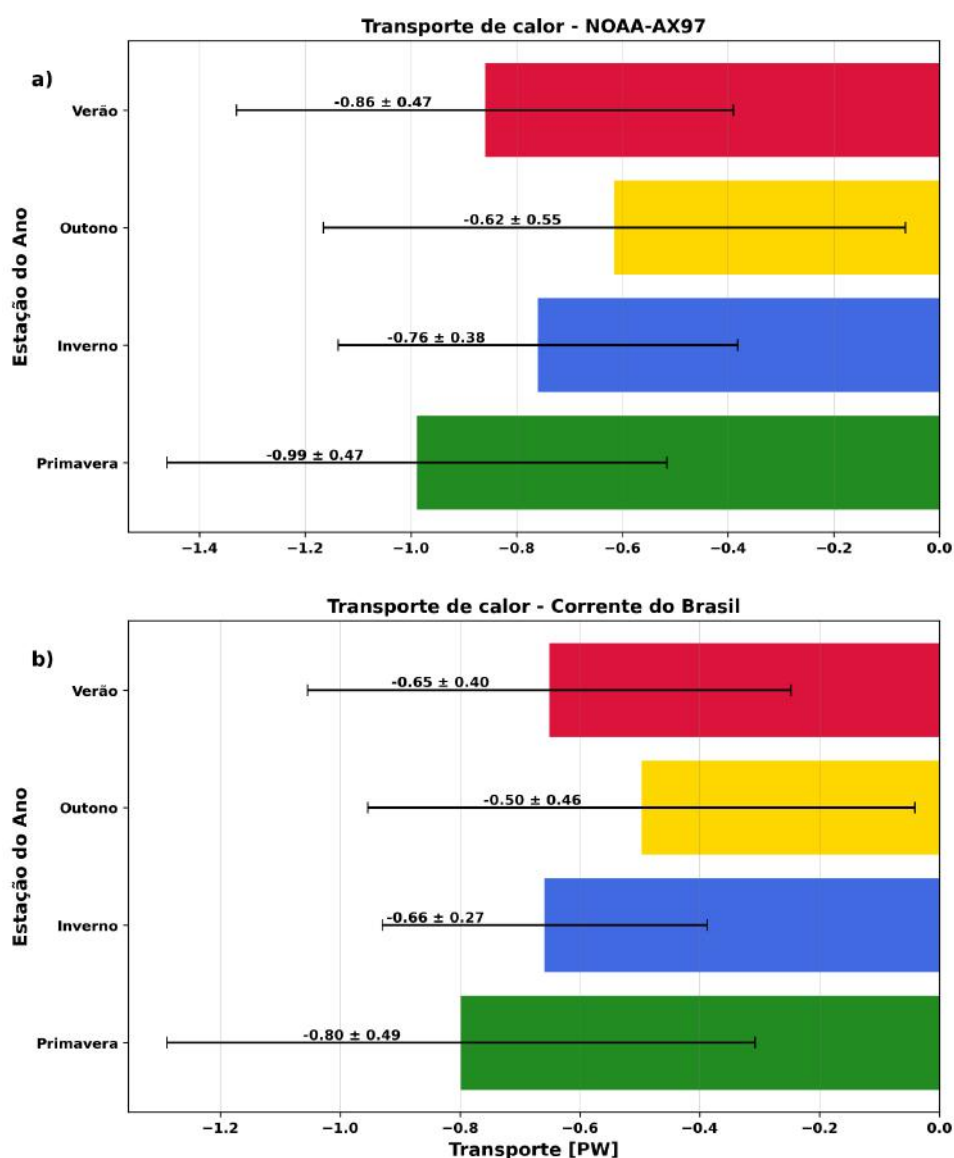
Figura 6: Matriz de correlação com coeficiente de correlação de Pearson: Correlação do conjunto de dados relacionados ao transporte de calor na radial NOAA-AX97 (triângulo inferior). As estrelas representam a significância de acordo com o valor-p (***) : $p < 0,0001$, ** : $p < 0,001$, * : $p < 0,05$, ns : Não significativo).



3.1.3 SAZONALIDADE

Para avaliar o ciclo sazonal, as estações do ano foram definidas a partir de uma média dos meses onde cada estação é predominante. Sendo assim, temos as estações: verão (dezembro, janeiro, fevereiro - DJF), outono (março, abril e maio - MAM), inverno (junho, julho, agosto - JJA) e primavera (setembro, outubro e novembro - SON). A média do transporte para cada estação do ano e sua respectiva variabilidade é apresentada na Figura 7.

Figura 7: Gráfico de barras com as médias por estação do ano do transporte de calor líquido (a) ao longo da radial NOAA-AX97 e o transporte de calor para sul (b) entre as longitudes 041°W e 039°W, região média do posicionamento da CB, calculados entre as profundidades 0 e 500 m. O transporte no verão (DJF) está representado pela cor vermelha, no outono (MAM) está representado pela cor amarelo, no inverno (JJA) está representado pela cor azul e na primavera (SON) está representado pela cor verde. Barras de erro representam o desvio padrão.



Nota-se que o transporte é mais intenso durante o verão e a primavera. Para ambas as contribuições, o transporte tem sua intensidade mínima durante o período de inverno, corroborando com Goni *et al.* (2011), onde sua série temporal apresenta o mínimo (máximo) relativo do transporte no inverno (verão) austral. Por outro lado, o transporte de calor na região da CB apresenta uma magnitude semelhante entre verão e inverno, em torno de -0,6 PW. As séries temporais do transporte da CB derivadas das anomalias da altura da superfície do mar apresentadas por Goni & Wainer (2001) e Goni *et al.* (2011) indicaram uma variabilidade de mesoescala muito forte, o que dificulta a detecção de qualquer ciclo anual que possa existir nas observações. Portanto, este trabalho foca apenas na análise sazonal da série temporal.

O núcleo da corrente no verão está localizado em 040°W, enquanto no inverno ela está localizada próximo à 040,6°W, uma distância de mais de 60 km. Esse deslocamento do núcleo da corrente explica os dois picos de variabilidade da corrente encontrados na Figura 3 do Capítulo 3. Apesar das medições *in situ* serem realizadas a partir do talude, e não da plataforma continental, o posicionamento do núcleo da corrente pode sofrer influência de processos que ocorrem na plataforma. Uma possível explicação para o afastamento do núcleo da corrente em mar aberto é a intensificação da ressurgência costeira na região de Cabo Frio, que é mais forte no verão. A intensificação da ressurgência ocasiona um consequente aumento na inclinação das isotermas e isohalinas, empurrando o núcleo da CB em direção ao mar aberto (Goes *et al.*, 2019).

Cruz (2022) avaliou a ocorrência de vórtices entre 2004 e 2019 e encontrou um total de 20 vórtices capturados pelos cruzeiros da NOAA-AX97. Cerca de 26% dos cruzeiros capturaram vórtices na região. Metade desses vórtices (45%) ocorreram no período de verão, 20% no inverno, 20% na primavera e 15% foram registrados no outono, indicando que a atividade de mesoescala é mais intensa no período de verão.

Os transportes oceânicos globais são pequenos fora dos trópicos e variam em fase geralmente com transportes atmosféricos de inverno em latitudes mais altas. Embora os transportes atmosféricos sejam tão grandes ou maiores que os do oceano na maioria das regiões e meses, os transportes inter-hemisféricos (Fasullo & Trenberth, 2008).

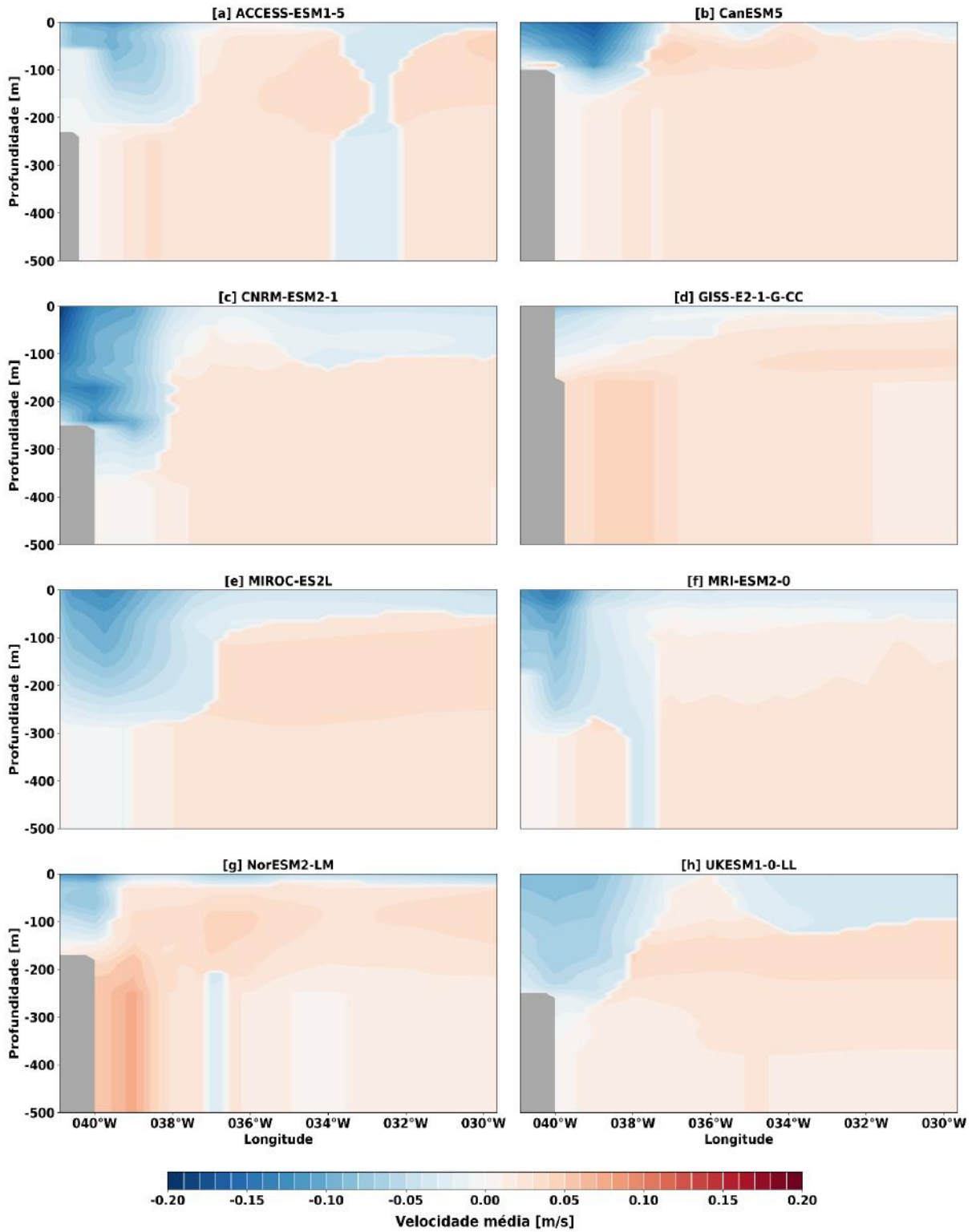
3.2 MODELOS DO CMIP6

Nesta seção avalia-se o período histórico, de 1981 a 2014, de cada modelo do CMIP6 selecionado para análise, apresentando os campos de velocidade da corrente e anomalias de temperatura e salinidade, bem como a comparação dos transportes de calor com o observado.

3.2.1 ANÁLISE DO PERÍODO HISTÓRICO

Nos campos de velocidade média da corrente (Figura 8), evidencia-se que a resolução dos modelos tem a capacidade de modificar a estrutura média das correntes na região de estudo. Como apresentado na Tabela 2, os modelos possuem resolução horizontal mais grosseira em comparação com a área de coleta de dados observados. Todos os modelos analisados são capazes de representar a CB próxima à região do talude. Entretanto, é importante ressaltar suas variações de profundidade e longitude. Ao analisar estes campos, nota-se que, na maioria dos modelos, o fluxo para sul restringe-se apenas à radial costeira e na superfície do mar, não sendo possível observar as variações de direção dos fluxos das demais correntes na radial NOAA-AX97, como observado na Figura 3a.

Figura 8: Campos de velocidade média da corrente (m/s) do período histórico para (a) ACCESS-ESM1-5 (b) CanESM5 (c) CNRM-ESM2-1 (d) GISS-E2-1-G-CC (e) MRI-ESM2-0 (f) MIROC-ESM (g) NorESM2-LM (h) UKESM1-0-LL. As cores em azul (vermelho) representam fluxo para sul (norte).



Ao analisar a CB a partir dos dados do MOVAR, observou-se que a mesma se encontra bem próxima a costa do Brasil e mais intensa e profunda do que nos MSTs. Os modelos GISS-E2-1-G-CC e NorESM2-LM (Figura 8d e 8g) apresentam uma configuração da CB com fluxo para sul mais fraco e mais raso do que o observado. Por outro lado, nos modelos CanESM5, CNRM-ESM2-1 e MRI-ESM2-0 (Figura 8b, 8c e 8f), observa-se o núcleo da CB mais intenso, apesar das variações de profundidade de cada um. Além disso, o modelo ACCESS-ESM1-5 (Figura 8a), apesar da alteração grosseira na região da ACAS, consegue representar bem as feições da CB próximo à costa. Por fim, observa-se que os padrões da CB que estão mais próximos aos dados observados são os do MIROC-ES2L (Figura 8e), apresentando um núcleo intenso da corrente e próximo ao talude, apesar da profundidade aproximada de 300 m.

As condições de temperatura e salinidade nas saídas de modelos oceânicos têm impacto significativo no transporte de calor. A densidade da água no oceano é influenciada pela temperatura e salinidade. Mudanças nessas duas variáveis afetam diretamente a densidade do fluido. A água mais fria tende a ser mais densa do que a água mais quente, devido à sua maior compactação molecular. Da mesma forma, a água mais salgada é mais densa do que a água menos salgada, pois o sal adicionado aumenta a massa por unidade de volume. Portanto, áreas oceânicas com água mais fria e salgada tendem a ser mais densas e afundar, enquanto áreas com água mais quente e menos salgada tendem a ser menos densas e flutuar na superfície.

Ressalta-se que essas características podem variar de acordo com a região do oceano. As variações na temperatura e salinidade da água são influenciadas por uma variedade de fatores, como padrões de vento, correntes oceânicas, ciclos sazonais e proximidade com fontes de água doce, como rios ou geleiras. Mudanças na temperatura e salinidade podem resultar em modificações nos padrões de correntes oceânicas, impactando diretamente o transporte e a transferência de calor no ambiente marinho. Essa interação complexa destaca a importância de considerar esses parâmetros ao analisar os modelos climáticos e suas projeções.

As Figuras 9 e 10, apresentam as simulações dos campos de anomalia de temperatura e salinidade. Os modelos CNRM-ESM2-1, MRI-ESM2-0 e UKESM1-0-LL (Figura 9c, 9f e 9h) destacam-se pelo domínio de um viés quente, tanto na região correspondente a ACAS, quanto na região da CB. Em contrapartida, o CanESM5 e GISS-E2-1-G-CC (Figura 9b e 9d) possuem um viés frio nas mesmas regiões. Além disso, observa-se um viés quente próximo à

costa, a oeste de 038°W , nos modelos ACCESS-ESM1-5 e MIROC-ES2L (Figura 9a e 9e). Entretanto, o mesmo não se aplica à salinidade. Grande parte dos modelos apresentam um viés menos salino, como é o caso do ACCESS-ESM1-5, CanESM5, GISS-E2-1-G-CC e o NorESM2-LM (Figura 10a, 10b, 10d e 10g). O modelo com viés mais salino é o MRI-ESM2-0 (Figura 10f), que em conjunto com o viés de temperatura quente, torna a camada superficial menos densa.

Figura 9: Campos de anomalia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) do período histórico, em relação aos dados do MOVAR, para (a) ACCESS-ESM1-5 (b) CanESM5 (c) CNRM-ESM2-1 (d) GISS-E2-1-G-CC (e) MRI-ESM2-0 (f) MIROC-ESM (g) NorESM2-LM (h) UKESM1-0-LL.

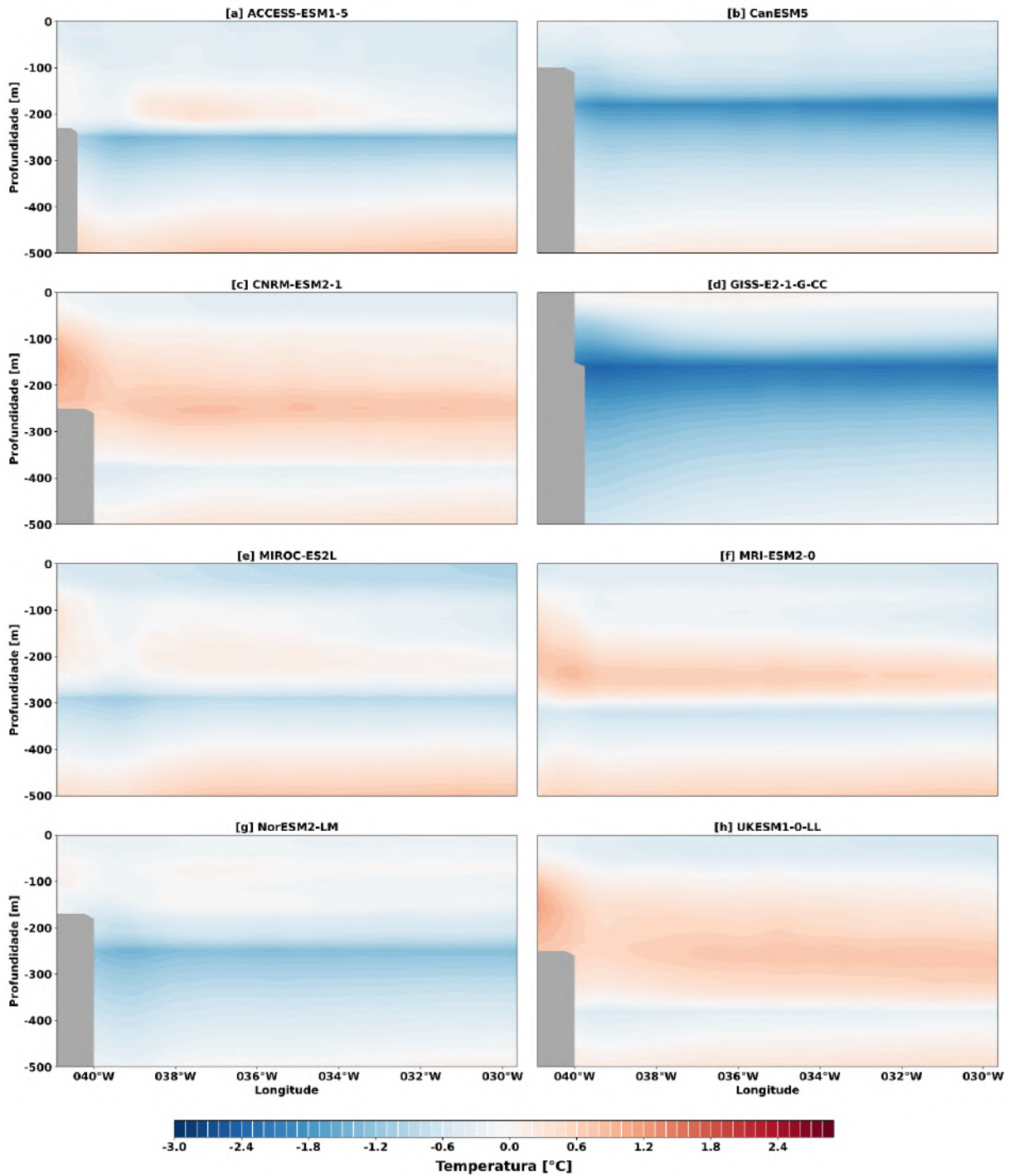
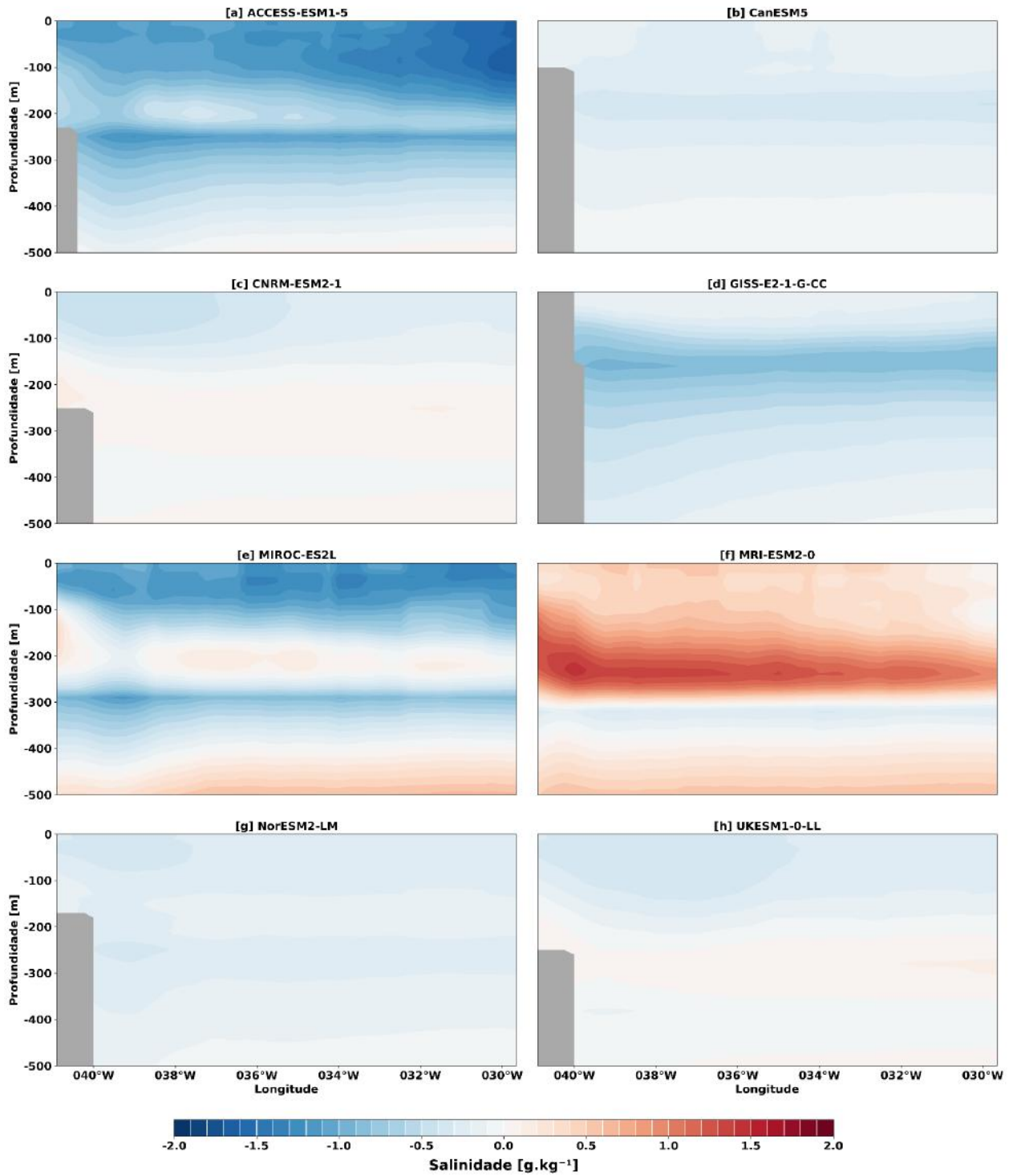


Figura 10: Campos de anomalia de salinidade (g.kg^{-1}) do período histórico, em relação aos dados do MOVAR, para (a) ACCESS-ESM1-5 (b) CanESM5 (c) CNRM-ESM2-1 (d) GISS-E2-1-G-CC (e) MRI-ESM2-0 (f) MIROC-ESM (g) NorESM2-LM (h) UKESM1-0-LL.



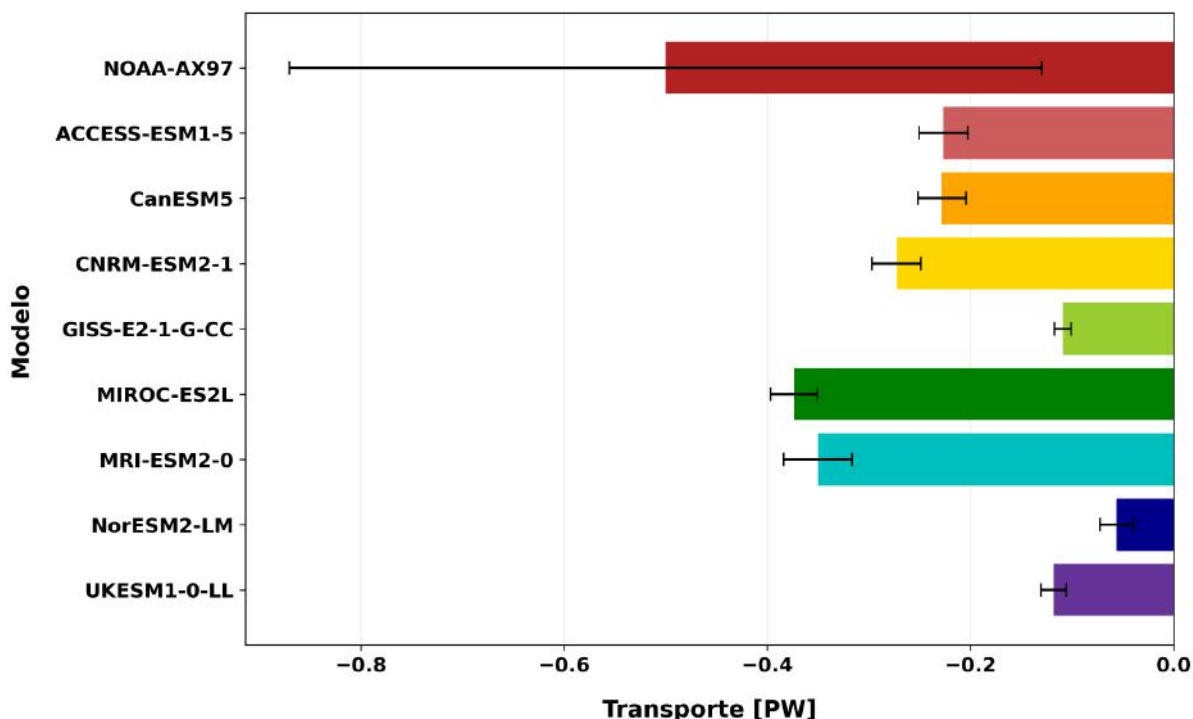
Os modelos que exibem tendências positivas de temperatura e salinidade, são capazes de compensar as variações na densidade da água, resultando em um viés sutil de densidade, dependendo da contribuição de cada variável. Em geral, observa-se que o viés positivo na temperatura prevalece sobre o viés positivo na salinidade, em relação à densidade da água. Com isso, nota-se que a influência da temperatura na densidade é mais significativa do que a influência da salinidade. Em algumas situações, essas mudanças podem ocorrer de maneira simultânea e positiva, ou seja, tanto a temperatura quanto a salinidade estão aumentando.

3.2.2 TRANSPORTE DE CALOR DA CORRENTE DO BRASIL

Na seção anterior, discutiu-se os campos de velocidade da corrente e anomalias de temperatura e salinidade nas simulações históricas e sua concordância com os conjuntos de dados de referência. Nesta seção, o objetivo principal é abordar o transporte de calor e compreender as alterações dinâmicas nos oceanos ao entender a variação desses fluxos em relação ao observado.

Na Figura 11, foram comparados os resultados obtidos nas rodadas históricas dos modelos do CMIP6 com os dados observados obtidos pelo MOVAR. Essa comparação foi obtida utilizando a mesma metodologia de Talley (2003) e aplicando o método (ii) apresentado na seção 2.3 do Capítulo 2. Devido a predominância do fluxo de velocidade da corrente para norte, apresentado no campo da Figura 8, optou-se por analisar o transporte de calor com velocidade para sul na região delimitada pela CB, a fim de estabelecer uma base de comparação mais adequada com o transporte de calor observado.

Figura 11: Comparação do transporte de calor para sul entre os resultados dos modelos do CMIP6 e os dados observados do MOVAR para a região definida na Figura 2.



Como esperado, os resultados obtidos foram menores do que o observado. Isto pode ocorrer devido a resolução espacial e temporal dos modelos serem mais grosseiras do que as da radial de referência analisada neste trabalho. Além disso, a radial NOAA-AX97 apresenta uma inclinação em relação aos dados de uma radial zonal. Essa inclinação pode resultar em uma redução do fluxo norte-sul devido à velocidade zonal, sendo necessário considerá-la na rotação da radial.

Os modelos MIROC-ES2L, MRI-ESM2-0 apresentaram o transporte de calor mais próximo ao observado, sendo $-0,37 \pm 0,02$ PW e $-0,35 \pm 0,03$ PW, respectivamente. Ambos apresentam na Figura 8 uma CB com maior magnitude e deslocada para leste em comparação com os dados observados. Entretanto, possuem diferentes vieses de temperatura e salinidade.

No caso do MIROC-ES2L, há um viés quente nos primeiros 100 m, seguido por uma camada ora menos salina e ora mais salina entre 100 e 300 m, a qual pode aumentar a eficiência no transporte de calor. A camada mais quente e menos salina permanece na superfície, enquanto a camada mais salina favorece correntes oceânicas descendentes, facilitando a transferência de calor para camadas mais profundas. Essa configuração termohalina pode influenciar o transporte de calor com maior magnitude em comparação com as condições circundantes. No entanto, são necessários estudos mais detalhados para compreender completamente as suas implicações específicas.

Já para o MRI-ESM2-0, há um viés de temperatura mais quente e salino, resultando em um transporte de calor potencialmente maior, pois a água mais quente e salina, ao ser mais densa, tende a afundar e se misturar com camadas mais profundas. Essa configuração termohalina favorece a formação de correntes oceânicas descendentes, facilitando a redistribuição eficiente de calor nas águas oceânicas.

Como discutido na seção 3.2.1, os modelos GISS-E2-1-G-CC e NorESM2-LM diferem-se dos demais resultados em relação ao posicionamento e menor magnitude da CB, o que reflete nos menores valores de transporte de calor, $-0,10 \pm 0,01$ PW e $-0,05 \pm 0,01$ PW, respectivamente, apresentados na Figura 11. No caso do GISS-E2-1-G-CC, trata-se de um modelo com viés mais frio e menos salino, o que implica em uma densidade maior na região, reduzindo o transporte de calor. Isso ocorre porque a água mais fria e menos salina, sendo mais densa, tende a afundar e criar uma camada mais profunda nas regiões onde essas condições

prevalecem. Esse afundamento pode limitar a mistura vertical de águas, dificultando o transporte de calor da superfície para camadas mais profundas.

Por outro lado, apesar do NorESM2-LM possuir um viés mais quente e menos salino na região de estimativa da CB, nessas condições, a água mais quente e menos salina pode ter uma densidade mais baixa e pode se confinar na parte superior, limitando o transporte vertical de calor para as camadas mais profundas, resultando em uma menor eficiência na transferência de calor em profundidade.

O modelo UKESM1-0-LL apresenta um viés de temperatura mais quente e menos salino, combinado com uma menor magnitude de velocidade da corrente, resultando em um transporte menor de calor em comparação com as condições circundantes. A menor densidade da água mais quente e menos salina, juntamente com a corrente oceânica mais fraca, dificulta a transferência eficiente de calor para camadas mais profundas do oceano.

O modelo ACCESS-ESM1-5, com viés frio, menos salino e velocidade de menor magnitude apresentou menor transporte de calor devido à circulação oceânica mais fraca. Já o modelo CanESM5 com viés frio, menos salino e velocidade de maior magnitude tem um transporte moderado, enquanto o modelo e CNRM-ESM2-1 com viés quente, menos salino e velocidade mais intensa demonstra maior transporte de calor devido à combinação de temperatura mais elevada e circulação oceânica mais vigorosa, facilitando a transferência eficiente para camadas mais profundas do oceano.

Portanto, na Figura 11, é mostrado que nem todos os modelos apresentam um comportamento esperado para o transporte de calor. Todos apresentam transporte para sul, graças à metodologia aplicada, uma vez que, nos campos de velocidade foi possível notar que a maioria dos modelos não conseguia modelar as feições de fluxos em diferentes sentidos da velocidade das correntes e mesmo os que o fizeram, diferem em profundidades em relação a observação média. Esse resultado era esperado devido a melhor resolução espacial (~25 km) e temporal dos dados observados.

4 CONCLUSÕES

O presente estudo avalia o transporte de calor a partir de dados observados obtidos pelo projeto MOVAR, na radial de XBT de alta densidade NOAA-AX97 no período de 2004 a 2022. Essa abordagem permite a comparação desses dados com as representações do transporte de calor em oito modelos CMIP6, considerando as simulações do período histórico de 1981 a 2014.

O método de estimativa direta de Talley (2003) foi utilizado para obter o valor do transporte de calor líquido na radial NOAA-AX97 e na região média da CB. O resultado obtido do transporte de calor médio na NOAA-AX97 e na região delimitada pela CB é de $-0,79 \pm 0,46$ PW e $-0,50 \pm 0,37$ PW, respectivamente, resultados próximos ao encontrado por Talley (2003) na seção costeira de 32°S. Para ambos os casos a alta variabilidade justifica-se pela ocorrência de vórtices e meandros próximos a plataforma continental mais rasa e a recirculação local dos montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade e à Ilha da Trindade em alguns pontos de coleta, como discutido por Signorini (1978), Campos *et al.* (1995), Calado *et al.* (2006) e Lima *et al.* (2016). Além disso, através da matriz de correlação, foi possível observar que a velocidade da corrente é a variável de maior influência no resultado do transporte de calor.

A análise sazonal revelou padrões significativos na dinâmica oceânica da região em análise. O transporte de calor exibiu variações sazonais, destacando-se por ser mais intenso durante os meses de verão e primavera, enquanto atingiu uma intensidade mínima durante o inverno. Observou-se também um deslocamento sazonal do núcleo da corrente, com uma localização diferente entre os períodos de verão e inverno. Esse deslocamento explicou os picos de variabilidade identificados na corrente ao longo do tempo. Além disso, foi constatada uma influência significativa da ressurgência costeira e vórtices de mesoescala, especialmente durante o verão, que intensifica a inclinação das isotermas e isohalinas, afetando a posição do núcleo da CB em direção ao mar aberto.

Ao analisar o transporte de calor no período histórico dos MSTs na região de estudo, nota-se que todos os modelos conseguiram representar a CB, apesar das diferenças espaciais, de profundidade e magnitude da corrente. O modelo MIROC-ES2L foi capaz de modelar os padrões da CB, aproximando-se dos dados observados e apresentando um núcleo intenso da corrente próxima ao talude. Além disso, foi o modelo que mais se aproximou do valor de

transporte de calor observado, resultando em um transporte médio de $-0,37 \pm 0,02$ PW. Os modelos com pior representação do transporte de calor foram o GISS-E2-1-G-CC ($-0,10 \pm 0,01$ PW) e NorESM2-LM ($-0,05 \pm 0,01$ PW), uma vez que diferem-se dos demais resultados em relação ao posicionamento e menor magnitude da CB. Além disso, ambos apresentaram viés menos salinos em suas simulações, o que implica em uma densidade menor na região, reduzindo o transporte de calor.

Por fim, com os resultados obtidos na radial NOAA-AX97, foi possível avaliar o transporte de calor integrado até a profundidade aproximada da localização da CB, estimando o transporte médio de calor e sua variabilidade e sazonalidade no período amostrado. Os resultados deste estudo melhoram a compreensão sobre os impactos, a dinâmica e os fluxos de calor na região da CB, que são fundamentais para entender a contribuição do oceano no balanço de energia na região costeira. Além disso, ressalta-se a importância da obtenção de dados observacionais para melhorar as avaliações de desempenho de modelos numéricos, a fim de compreender melhor a dinâmica oceânica e proporcionar uma discussão mais rica sobre mudanças climáticas e suas projeções.

4.1 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Apesar dos resultados dos modelos terem representado a CB na região de estudo, seria interessante acrescentar a análise do transporte de calor às componentes zonal e meridional do vento, a fim de quantificar o transporte de Ekman e observar se há mudanças mais significativas nos resultados. Além disso, uma análise utilizando massas d'água por níveis isopícnais, também seria de suma importância para entender parte da circulação costeira do Atlântico Sul. Por fim, realizar uma avaliação de desempenho de cada modelo em comparação com os dados observados, utilizando métricas estatísticas, proporciona uma análise mais aprofundada das simulações dos períodos históricos.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARINGER, M. O.; GARZOLI, S. L. Meridional heat transport determined with expendable bathythermographs. Part I: Error estimates from model and hydrographic data. *Deep Sea Research, Part I*, v. 54, n. 8, p. 1390–1401, 2007.

BRACEGIRDLE, T. J. *et al.* Twenty-first century changes in Antarctic and Southern Ocean surface climate in CMIP6. *Atmos. Sci. Lett.*, v. 21, e984, 2020. DOI: 10.1002/asl.984.

BRYAN, K. Measurements of meridional heat transport by ocean currents. *J. Geophys. Res.*, v. 67, n. 9, p. 3403–3414, 1962. DOI: 10.1029/JZ067i009p03403.

BRYDEN, H. L.; IMAWAKI, S. Ocean heat transport. *International Geophysics*, v. 77, p. 455–474, 2001.

BRYDEN, H. L.; KING, B. A.; MCCARTHY, G. D. South Atlantic overturning circulation at 24°S. *Journal of Marine Research*, v. 69, n. 1, p. 38–55, 2011.

CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I.C.A. A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. *Geophysical Research Letters*, v. 33, p. L112602, 2006. DOI:10.1029/2006GL026092.

CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, v. 100, n. C9, p. 18537–18550, 1995.

CHENG, L. *et al.* Time, Probe Type, and Temperature Variable Bias Corrections to Historical Expendable Bathythermograph Observations. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, v. 31, n. 8, p. 1793–1825, 2014.

CIRANO, M. *et al.* A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 24, n. 2, p. 209–230, 2006.

CRUZ, S. B. O. Corrente Do Brasil: Uma Análise da sua Estrutura e Variabilidade com base na Linha de Monitoramento de XBT de Alta Densidade NOAA-AX97. Trabalho de conclusão de curso - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 38, 2022.

DONG, S. *et al.* Interannual variations in the Atlantic meridional overturning circulation and its relationship with the net northward heat transport in the South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, v. 36, L20606, 2009. DOI: 10.1029/2009GL039356.

DONG, S. *et al.* Importance of the assimilation of Argo float measurements on the Meridional Overturning Circulation in the South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 38:L18603, 6 pp., 2011. DOI: 10.1029/2011GL048982.

DONG, S. *et al.* Temporal variability of the South Atlantic Meridional Overturning Circulation between 20°S and 35°S. *Geophysical Research Letters*, v. 42, p. 7655–7662, 2015. DOI: 10.1002/2015GL065603.

DONG, S. *et al.* Synergy of in situ and satellite ocean observations in determining meridional heat transport in the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 126, n. 4, e2021JC017946, 2021. DOI: 10.1029/2020JC017073.

EMILSON, I. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm Inst. Oceanogr., São Paulo*, v. 17, n. 2, p. 101–112, 1961.

FASULLO, J. T.; TRENBERTH, K. E. The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports. *Journal of Climate*, v. 21, p. 2313–2325, 2008.

GARZOLI, S. L.; BARINGER, M. O. Meridional heat transport determined with expendable bathythermograph—Part II: South Atlantic transport. *Deep Sea Res., Part I*, v. 54, n. 8, p. 1402–1420, 2007. DOI: 10.1016/j.dsr.2007.04.013.

GARZOLI, S. L. *et al.* South Atlantic meridional fluxes. *Deep-Sea Research, Part A: Oceanographic Research Papers I*, v. 71, p. 21–32, 2013. DOI: 10.1016/j.dsr.2012.09.003.

GOES, M. *et al.* Long-term monitoring of the Brazil Current transport at 22°S from XBT and altimetry data: seasonal, interannual, and extreme variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 124, p. 3645–3663, 2019.

GONI, G. J.; BRINGAS, F.; DINEZIO, P. N. Observed low frequency variability of the Brazil current front. *J Geophys Res*, v. 116, C10037, 2011. DOI: 10.1029/2011JC007198.

GONI, G. J.; WAINER, I. Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 31,117–31,128, 2001. DOI: 10.1029/2000JC000396.

GONI, G. J. *et al.* More than 50 years of successful continuous temperature section measurements by the Global Expendable Bathythermograph Network, its integrability, societal benefits, and future. *Front. Mar. Sci.*, v. 6, p. 00452, 2019.

HOLFORT, J.; SIEDLER, G. The meridional oceanic transports of heat and nutrients in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 31, p. 5–29, 2001.

KELLEY, M. *et al.* GISS-E2.1: Configurations and climatology. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 12, n. 8, e2019MS002025, 2020. DOI: 10.1029/2019ms002025.

KUHLBRODT, T. *et al.* The low-resolution version of HadGEM3 GC3.1: development and evaluation for global climate. *J Adv Model Earth Syst.*, v. 10, p. 2865–2888, 2018. DOI: 10.1029/2018MS001370.

LIMA, M. O. *et al.* An assessment of the Brazil Current baroclinic structure and variability near 22° S in Distinct Ocean Forecasting and Analysis Systems. *Ocean Dynamics*, v. 66, n. 6, p. 893–916, 2016.

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation. *J Geophys Res*, v. 116, C01014, 2011. DOI: 10.1029/2010JC006285.

LUMPKIN, R.; SPEER, K. Global ocean meridional overturning. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 37, n. 10, p. 2550–2562, 2007. DOI: 10.1175/JPO3130.1.

MACDONALD, A. The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis. *Prog. Oceanogr.*, v. 41, p. 281–382, 1998.

MAJUMDER, S. *et al.* An observations and model-based analysis of meridional transports in the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 121, n. 8, p. 5622–5638, 2016. DOI: 10.1002/2016JC011693.

MANTA, G. *et al.* The South Atlantic Meridional Overturning Circulation and Mesoscale Eddies in the First GO-SHIP Section at 34.5°S. *J. Geophys. Res. Oceans*, v. 126, e2020JC016962, 2021.

MCDONAGH, E. L.; KING, B. A. Oceanic fluxes in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 35, p. 109–122, 2005. DOI: 10.1175/JPO-2666.1.

MILL, G. N. *et al.* Northward migration of Cape São Tomé rings, Brazil. *Cont. Shelf Res.* 106, 27–37, 2015. DOI: 10.1016/j.csr.2015.06.010

MIRANDA, L. B. Forma de correlação T-S de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. *Bolm Inst. Oceanogr., São Paulo*, v. 33, n. 2, p. 105–119, 1985.

O'NEILL, B. C. *et al.* The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, v. 9, n. 9, p. 3461–3482, 2016.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, v. 26, p. 1–73, 1991.

PITA, I. *et al.* An ARGO and XBT observing system for the Atlantic Meridional Overturning Circulation and Meridional Heat Transport (AXMOC) at 22.5°S. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 129, e2023JC020010, 2024. DOI: 10.1029/2023JC020010.

RATHORE, S. *et al.* Recent hemispheric asymmetry in global ocean warming induced by climate change and internal variability. *Nat. Commun.*, v. 11, 2008, 2020. DOI: 10.1038/s41467-020-15754-3.

SÉFÉRIAN, R. *et al.* Evaluation of CNRM Earth System Model, CNRM-ESM2-1: role of Earth system processes in present-day and future climate. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, v. 11, p. 4182–4227, 2019.

SELAND, Ø. *et al.* Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations. *Geoscientific Model Development*, v. 13, n. 12, p. 6165–6200, 2020.

- SIGNORINI, S. R. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, v. 25, p. 481–490, 1978.
- SPEER, K. G. *et al.* South Atlantic heat transport at 11°S. In: WEFER, G. *et al.* (Eds.). *The South Atlantic: Past and Present Circulation*. Springer-Verlag, 1996. p. 105–120.
- SWART, N. C. *et al.* The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geosci. Model Dev.*, v. 12, p. 4823–4873, 2019.
- TALLEY, L. D. Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget. *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, n. 3, p. 530–560, 2003.
- TALLEY, L. D. *et al.* *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. 6. ed. Boston: Elsevier, p. 560, 2011.
- TRENBERTH, K. More knowledge, less certainty. *Nat. Rep. Clim. Change*, v. 4, p. 29, 2010. DOI: 10.1038/climate.2010.06.
- YUKIMOTO, S. *et al.* The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II*, v. 97, p. 931–965, 2019.
- ZIEHN, T. *et al.* The Australian Earth System Model: ACCESS-ESM1.5. *Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science*, v. 70, p. 193–214, 2020. DOI: 10.1071/ES19035.