



Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Programa de Pós Graduação em Oceanografia Ambiental

**AVALIAÇÃO DA CORRENTE DO BRASIL EM UM CENÁRIO DE MUDANÇAS
CLIMÁTICAS UTILIZANDO O MODELO BRASILEIRO DE SISTEMAS
TERRESTRES (BESM)**

JOÃO VICTOR CARMINATI KOPPE

Vitória,
2021

**AVALIAÇÃO DA CORRENTE DO BRASIL EM UM CENÁRIO DE MUDANÇAS
CLIMÁTICAS UTILIZANDO O MODELO BRASILEIRO DE SISTEMAS
TERRESTRES (BESM)**

JOÃO VICTOR CARMINATI KOPPE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para a obtenção do grau de mestre.

Orientador: Renato David Ghisolfi

Vitória,

2021

JOÃO VICTOR CARMINATI KOPPE

**AVALIAÇÃO DA CORRENTE DO BRASIL EM UM CENÁRIO DE MUDANÇAS
CLIMÁTICAS UTILIZANDO O MODELO BRASILEIRO DE SISTEMAS
TERRESTRES (BESM)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para a obtenção do grau de mestre.

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Renato D. Ghisolfi

Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Iury A. Gonçalves

Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Peter O. Zavialov

Russian Academy of Sciences

Vitória,

2021

“Vitórias e derrotas vêm em dezenas, dúzias, mas e o esforço? O esforço ninguém pode julgar. Esforço é entre você e você mesmo, não tem nada a ver com mais ninguém.”

Ray Lewis

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores Renato Ghisolfi e Guilherme Mill pela orientação, aos meus pais João e Ana pelo suporte, aos meus amigos do Laboratório Poseidon e do Departamento de Oceanografia pela camaradagem e ajuda.

Também agradeço o financiamento concedido pela CAPES e pelo suporte técnico do INPE/CPTEC quando foi preciso.

RESUMO

Este estudo avalia o desempenho das simulações da dinâmica oceânica reproduzidas com o modelo BESM-OA2.5 para o Oceano Atlântico Sul no período histórico e analisa as suas previsões para o final do século XXI, tendo por base o cenário RCP8.5 de mudança climática. O BESM é o Modelo Brasileiro de Sistemas Terrestres - Oceano Atmosfera versão 2.5 (BESM -OA2.5) desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) que compõe o Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados fase 5 (CMIP5) para cenários de mudanças climáticas do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC). Nesta avaliação foram analisadas seções paralelas ao equador em diferentes latitudes integradas na coluna de água os campos médios de velocidades, temperaturas, fluxos volumétrico e térmico ao longo de 255 anos de simulação utilizando dois experimentos, o histórico (emissões históricas de CO₂) e o RCP8.5 -*Representative Concentration Pathway*- (projeção de emissões de CO₂ ao longo do século XXI). Os dois experimentos também foram comparados entre si para períodos chave do experimento RCP8.5. Os resultados obtidos para o experimento histórico reproduzem satisfatoriamente o escoamento de larga escala do contorno oeste do Atlântico Sul (AS) e da Corrente do Brasil (CB). Para o final do século foram observadas mudanças na velocidade e temperatura das seções avaliadas que resultaram em alterações nos fluxos volumétrico e térmico no final do século XXI. Houve aumento dos transportes nas maiores latitudes avaliadas, diminuição dos transportes nas menores latitudes avaliadas e perda do sinal sazonal e energia dos eventos de transporte. Adicionalmente, foi observada diminuição do fluxo volumétrico na seção transoceânica em 25°S e aumento do fluxo de calor exportado para norte. Essas alterações se relacionam às anomalias de velocidade das correntes superficiais e profundas da Célula de Revolução Meridional do Atlântico (AMOC).

Palavras-chave: Correntes de Contorno Oeste, Modelo de Sistemas Terrestres, Mudanças Climáticas.

ABSTRACT

This work evaluates the performance of ocean dynamic simulations reproduced by BESM-OA2.5 for South Atlantic Ocean in historic period and analyses its predictions for the end of 21 century based on RCP8.5 climatic change scenario. The BESM is the Brazilian Earth System Model -Ocean Atmosphere versão 2.5 (BESM-OA2.5) developed by National Institute of spatial research (INPE) that composed the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) for climatic change scenarios of Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). In this evaluation were analysed equator parallel sections in different latitudes integrated on water column the mean velocity fields, temperatures, volumétrico and thermal fluxes throughout 255 years of simulation using two experiments, the historic (CO_2 historic emissions) and RCP8.5 - Representative Concentration Pathway- (CO_2 projected emissions throughout 21 century). Both experiments were compared to each other for key períodos of RCP8.5 experiment. The obtained results for the historic experiment did reproduce satisfactorily the large scale flow of western boundary of South Atlântic (SA) and Brazil Current (CB). Towards the end of the century, changes in the velocity and temperature of the evaluated sections were observed, which resulted in changes in volumetric and thermal fluxes at the end of the 21st century. There was an increase in transport at the highest latitudes assessed, a decrease in transport at the lowest latitudes assessed, and loss of seasonal signal and energy from transport events. Additionally, a decrease in the volumetric flux in the transoceanic section at 25°S and an increase in the heat flux exported northward was observed. These alterations are related to the velocity anomalies of the superficial and deep currents of the Atlantic Southern Revolution Cell (AMOC).

keywords: Western Boundary Currents, Earth System Model, Climate Change.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: RECONSTITUIÇÃO DA ANOMALIA DE TEMPERATURA MÉDIA GLOBAL E DE VÁRIOS PONTOS GEOGRÁFICOS NO HN..	10
FIGURA 2: EXTENSÃO DOS RCPs..	14
FIGURA 3: ESQUEMA DE CIRCULAÇÃO GEOSTRÓFICA PARA O AS NOS PRIMEIROS 100M DE PROFUNDIDADE.	17
FIGURA 4: RECORTE DA ÁREA DE ESTUDOS COM A GRADUAÇÃO EM CORES DA BATIMETRIA DO MODELO BESM-OA2.5..	20
FIGURA 5: MÉDIA DAS VELOCIDADES DO EXPERIMENTO HISTÓRICO PARA OS SEGMENTOS DE PROFUNDIDADE DE 0 A 100M (A), 100 A 500M (B), E 500 A 100M (C).....	25
FIGURA 6: ANOMALIAS DE TEMPERATURA (WOA - BESM) “IN SITU” ENTRE A MÉDIA DE TEMPERATURAS DO EXPERIMENTO HISTÓRICO SIMULADO PELO BESM E A TEMPERATURA MÉDIA COMPILADA DO WOA (2009) PARA OS NÍVEIS DE 0, 100, 500 E 1000M.....	28
FIGURA 7: PERFIS VERTICAIS DAS MÉDIAS DAS VELOCIDADES MERIDIONAIS EM M/S DO EXPERIMENTO HISTÓRICO PARA AS SEÇÕES FOCO DO ESTUDO: (A) PARA 24°S, (B) PARA 35°S, (C) PARA 38°S E (D) PARA 25°S.....	30
FIGURA 8: O FLUXO VOLUMÉTRICO DA CB NO EXPERIMENTO HISTÓRICO.....	32
FIGURA 9: O FLUXO TÉRMICO DA CB NO EXPERIMENTO HISTÓRICO.....	34
FIGURA 10: ANOMALIAS DE VELOCIDADE EM M/S PARA AS SEÇÕES DE 24°S (A), 35°S (B), 38°S (C) E 25°S (D).	37
FIGURA 11: ANOMALIAS DE TEMPERATURA (RCP8.5(2080 A 2100) - HISTÓRICO) - °C.....	39
FIGURA 12: COMPARATIVO ENTRE O FLUXO DE VOLUMÉTRICO NO EXPERIMENTO RCP8.5 E EXPERIMENTO HISTÓRICO.....	41
FIGURA 13: TRANSPORTE DA BORDA OESTE DO AS INTEGRADO SEGUNDO PONTES (2016) PARA O EXPERIMENTO HISTÓRICO E EXPERIMENTO RCP8.5 EM Sv.....	44
FIGURA 14: COMPARATIVO ENTRE O FLUXO DE TÉRMICO NO EXPERIMENTO RCP8.5 E EXPERIMENTO HISTÓRICO.....	45
FIGURA 15: SÉRIES TEMPORAIS DE FLUXO LÍQUIDO DE MASSA E FLUXO DE CALOR NA SEÇÃO DE 25°S DE ACORDO COM O CRITÉRIO DE SANCHO (2015) PARA OS EXPERIMENTOS HISTÓRICO E RCP8.5.....	47
FIGURA 16: “ESQUEMA DAS PRINCIPAIS SIMULAÇÕES REALIZADAS PELO BESM-OA2.5 USANDO DIFERENTES CONDIÇÕES FORÇANTES BASEADO NO CMIP5” EXTRAÍDO DE VEIGA (2013).....	70

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
2. OBJETIVOS	19
2.1 Objetivo geral	19
2.2 Objetivos específicos	19
3. MATERIAIS E MÉTODOS	20
3.1 Área de estudo	20
3.2 Material	21
3.2.1 BESM-OA2.5	22
3.2.2 World Ocean Atlas 2009	23
3.3 Métodos	23
3.3.1 Cálculo dos fluxos	23
4. RESULTADOS	25
4.1 Fluxo volumétrico da CB - Experimento histórico	31
4.2 Fluxo térmico da CB - Experimento histórico	34
4.3 O experimento RCP8.5	37
4.3.1 Anomalias dos fluxos volumétricos e térmicos	40
5. DISCUSSÃO	50
6. CONCLUSÕES	58
7. ESTUDOS FUTUROS	60
8. REFERÊNCIAS	61
ANEXO I	66
ANEXO II	70

1. INTRODUÇÃO

A partir da compreensão pelo homem do seu papel na alteração do ambiente e do ambiente alterando a vida do homem, o clima se tornou íntimo da existência humana tornando-o não somente um agente, mas também um alvo. No desenvolvimento da humanidade, a ciência como ferramenta de contribuição aprimorou o conhecimento do homem sobre o clima a um patamar inédito. Começaram a entender o que dentro do nosso planeta coordenava o clima, o que influenciava na sua alteração e até onde é possível alterá-lo a seu favor.

Após o fim da Idade Média cientistas fizeram distinção do que é a atmosfera, dos seus principais constituintes, provaram que a Terra gira em torno do Sol, que este, bombardeia nosso planeta com energia todos os dias e que, mais do que isso, a nossa atmosfera retém parte dessa energia. A descoberta desse fato foi iniciada por John Tyndall em meados de 1859. Por meio de experimentos usando gases de vapor de água e metano, ele notou que as diferentes concentrações dentro de um tubo impedem a dissipação de energia em forma de calor para o outro lado do tubo. Esse efeito foi estudado posteriormente por cientistas pioneiros como Arrhenius que quantificou o potencial de aquecimento com os aumentos da emissão de CO₂ na atmosfera. O advento desses estudos veio justamente ao se perceber as alterações atmosféricas proporcionadas pelo drástico aumento nas emissões de CO₂ no período da Revolução Industrial, ocasionada por mais uma invenção humana: a máquina.

Desde então, uma sucessão de estudos independentes sobre a atmosfera foram realizados. Havia a dúvida sobre o real dano que poderia ser causado pela liberação de grande quantidade de gases na atmosfera de forma abrupta. Foi quando, na década de 1980, a primeira ministra britânica Margareth Thatcher trouxe à tona a problemática da liberação de gases na atmosfera por meio de discursos calorosos na assembleia da ONU. Thatcher investiu massivamente em centros de pesquisa e programas de estudo que comprovassem os efeitos danosos do lançamento exagerado de gases na atmosfera, sendo considerada uma pioneira em relação aos estudos das mudanças do clima.

Em consequência dos investimentos e da disseminação da questão das alterações do clima, vários estudos foram desenvolvidos e muitas polêmicas surgiram. Através da confecção de estudos que tratavam da reconstrução da temperatura média global, um padrão recorrente ficou evidente. Esse padrão ficou conhecido como “gráfico do taco de hóquei” (Figura 1). Este mostra a reconstrução da temperatura média global desde o século XI até o início do século XXI e destaca a elevação em altas taxas após a revolução industrial do século XVIII.

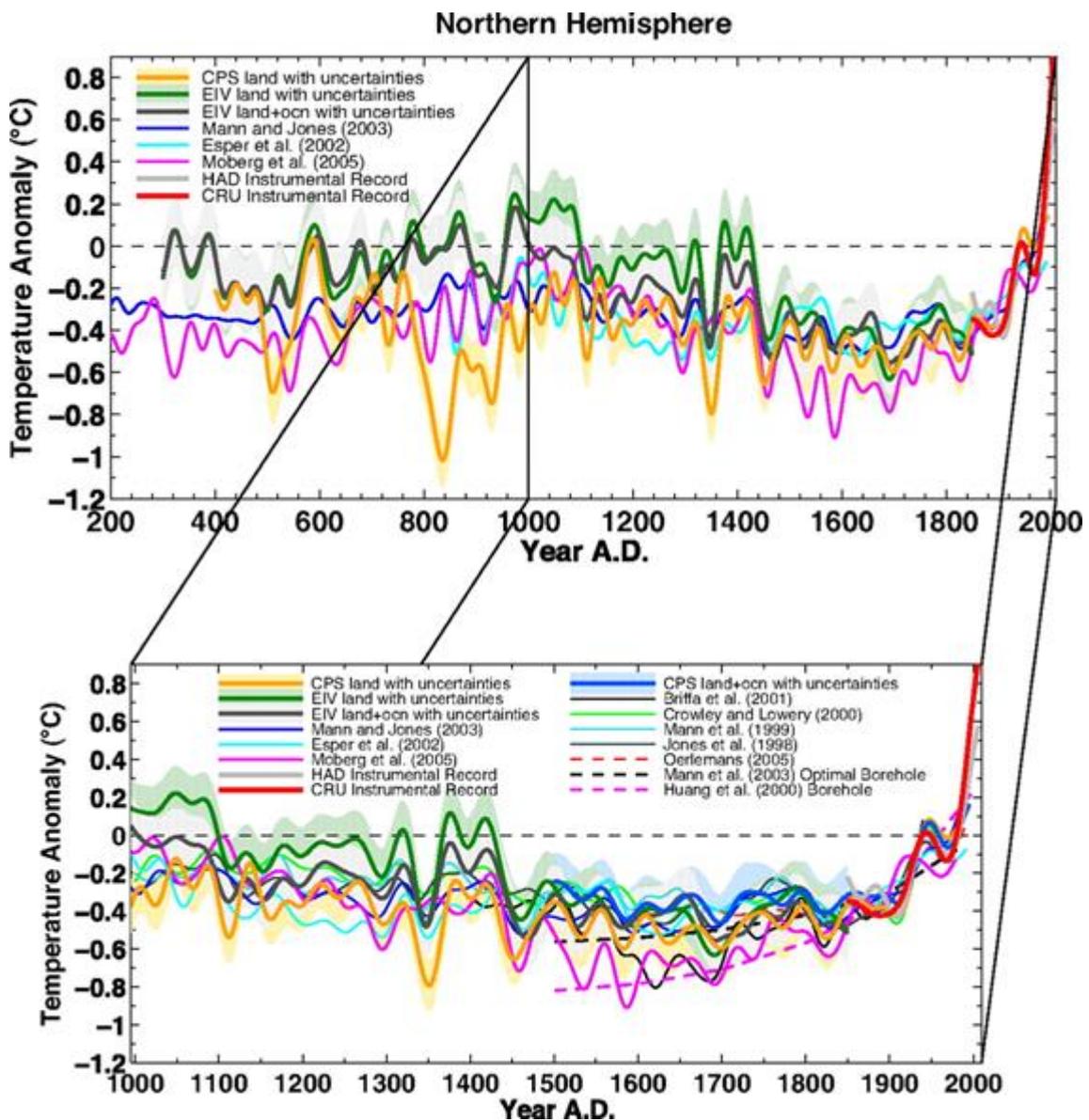


Figura 1: Reconstituição da anomalia de temperatura média global e de vários pontos geográficos no HN. As curvas estão dentro do nível de confiança de 95% e foram suavizadas dentro do intervalo de 40 anos. As linhas de graduação vermelha e cinza marcam valores registrados instrumentalmente entre 1850 e 2006 e mostram o aumento em escala desproporcional após 1800. Extraído de Mann et al. (2008).

Esse gráfico mostra que após a revolução industrial (século XIX) houve uma mudança no padrão de anomalias de temperatura, levando ao aumento da temperatura média global de forma acelerada. A divulgação de resultados desse tipo causou debate entre a comunidade científica e os governantes. Discussões acaloradas sobre a veracidade dos dados e manipulação dos métodos ocorreram durante anos e persistem até hoje.

A evolução de estudos referentes à atmosfera levou ao surgimento de dois conceitos relativos ao clima: o Efeito Estufa e o Aquecimento Global. Se no século XVIII já era apontada a influência dos gases atmosféricos na retenção de calor, agora esse conceito se expandiu para uma escala global. O efeito estufa é um conceito que, de forma simples, relaciona o balanço de ondas com a composição da atmosfera terrestre. Enquanto em seu ciclo natural o Sol emite radiação em direção à Terra, parte dela é impedida de chegar à superfície do planeta pela interação com a atmosfera. Dependendo do albedo superficial, essas ondas eletromagnéticas são refletidas, espalhadas ou absorvidas. Quando absorvidas, aumentam a energia interna do corpo atingido, que se aquece. Extrapolando os limites de retenção de energia interna, o corpo aquecido emite ondas no espectro infravermelho de volta à atmosfera terrestre. Alguns dos componentes atmosféricos localizados na troposfera terrestre têm alta capacidade de retenção dessa energia, como é o caso do vapor de água (constituente mais abundante da atmosfera), gás carbônico e gás metano ocasionando o aquecimento da atmosfera terrestre por conta do balanço positivo de calor.

Então, quanto maior a quantidade de gases retentores de calor maior será o aquecimento do planeta e maior a diferença do balanço de radiação. Associando esse fenômeno físico ao padrão mostrado na Figura 1, verifica-se que com o lançamento de grandes quantidades de gases de efeito estufa na atmosfera após a revolução industrial tem início uma alteração no padrão natural de retenção de calor, levando ao aquecimento exacerbado da atmosfera, fenômeno denominado de Aquecimento Global.

As alterações na atmosfera começaram a ser percebidas em diferentes pontos do globo de maneira diferente. Em alguns lugares o gelo derrete mais rápido, em outros,

as ondas de frio são cada vez mais severas, as estações do ano se alteram. Inserido em um cenário também político, as configurações do clima devido ao aquecimento global passam a ter importância intergovernamental. Dada tal importância, foi criado em 1988 pela *World Meteorological Organization* (Organização Meteorológica Mundial) e pela *United Nations Environment Programme* (Programa Ambiental das Nações Unidas) o *Intergovernmental Panel of Climate Change* (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas - IPCC).

O objetivo do IPCC é “fornecer aos governos em todos os níveis informações científicas que eles possam usar para desenvolver políticas climáticas”. Nesse contexto, o fornecimento de informação deve ser baseado em métodos científicos concretos, grupos de estudo segmentados e interligados, e aplicação do estado da arte do conhecimento climático. Se nossos ancestrais trabalhavam em madeira e rocha, e pintavam as oscilações do clima em paredes rochosas, hoje em dia os grupos de pesquisa utilizam tecnologia de ponta (satélites, modelos matemáticos, sondas em mar profundo...) para obter respostas às perguntas que direcionam os estudos e divulgar esse conhecimento para todo o mundo. A divulgação das informações geradas pelo IPCC é feito por meio de vários relatórios sobre a física dos experimentos, os impactos, as mitigações e adaptações e sínteses para os governantes. Quando necessário, existem divulgações especiais dentro do contexto de importância, como o relatório sobre o aquecimento de 1,5°C até o final do século. Por meio dos Relatórios de Avaliação (ARs), o IPCC divulga o conhecimento construído sobre o clima no planeta baseado em estudos científicos de ponta. Ao todo desde a sua criação foram cinco, já caminhando para o sexto relatório que vão desde compilados de informações sobre os parâmetros regionais do clima até a previsão de séculos à frente. É possível dizer que toda a grande caracterização do clima global e suas alterações foi alcançada com sucesso e o IPCC se tornou o órgão referência no quesito do clima.

Os avanços no conhecimento do ambiente natural aliado ao avanço no conhecimento físico e matemático junto ao avanço tecnológico e computacional permitiu aos grupos de estudo do IPCC e a alguns governos mundiais que não apenas caracterizassem e entendessem o clima do passado, mas também o desenvolvimento de ferramentas que possibilitaram a obtenção de cenários futuros.

No AR5, o IPCC elaborou o CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project – Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados*), pois estava interessado em descobrir a influência da cobertura de nuvens e diferentes parametrizações de cálculos na resolução de problemas climáticos. Nesse projeto, diferentes grupos de pesquisa ao redor do mundo utilizaram diferentes modelos matemáticos acoplados para realizar uma série de experimentos protocolados por Taylor (2011). Esses experimentos foram divididos em diferentes momentos históricos a partir do século XVIII e foram forçados por diferentes dinâmicas da concentração de gases estufa na atmosfera desde 1850 até 2300. As simulações podem ser basicamente divididas em três classes: *PiControl*, Histórico e *RCP*.

No experimento *PiControl* as concentrações de carbono na atmosfera foram reproduzidas como aquelas desconsiderando o advento das máquinas e a liberação exagerada de gases estufa na atmosfera. Ele persiste com taxas constantes de carbono ao longo dos anos de modelagem. No experimento histórico foram consideradas as taxas de emissão de gases estufa semelhantes aos registrados na atmosfera após o período da revolução industrial desde o início da simulação até o ano de 2005. Já na classe dos experimentos *RCP* (*Representative Concentration Pathway – Caminho de Concentração Representativo*) foram elaborados cenários de emissão de gases estufa até o ano de 2105 já que a única forma de prever as alterações do clima baseado no aumento de gases na atmosfera é inferindo possibilidades de emissão. Nesse contexto, foram criados vários cenários, dos quais se destacam quatro. O RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5.

Os experimentos *RCP* foram baseados em emissões de carbono equivalente. Esse conceito foi criado para simplificação de cálculos e significa que os diferentes gases estufa são traduzidos em concentração de carbono. Existem gases que absorvem mais e menos calor e essa diferença é balanceada e então escrita em forma de gases CO_2 . Os caminhos de concentração estão relacionados à maneira como a humanidade se comporta em relação às emissões. O número que segue a sigla se refere à quantidade de vezes em que a forçante radiativa foi potencializada no final do século. Isso significa que no cenário RCP8.5, o caminho de concentração de emissões culmina em um aumento da forçante radiativa 8.5 vezes maior no final do século XXI. Para o RCP2.6 é

considerado que as emissões começam a diminuir em 2020 e chegam a zero em 2100. Para o RCP4.5 é assumido que as emissões começam a diminuir em aproximadamente 2045 e alcançam cerca de metade dos níveis em 2100. No RCP6 existe um pico de emissão em 2080 e subsequente declínio até 2100 e finalmente, para o RCP8.5 é considerado que as emissões continuam crescendo através do século XXI (Figura 2). maiores informações podem ser encontradas em van Vuuren (2011).

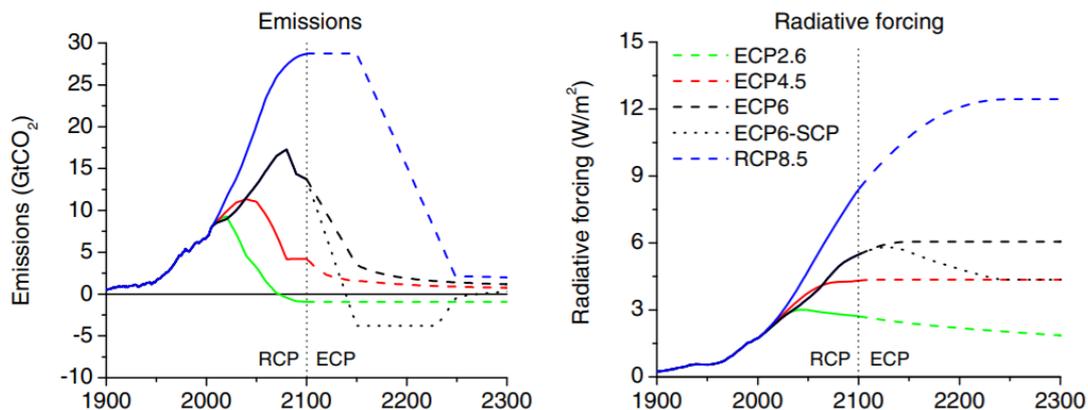


Figura 2: Extensão dos RCPs. ECP é o caminho de concentração estendido, marcado por linhas pontilhadas. No eixo X estão os anos D.C e no Y as emissões de CO_2 em gigatoneladas de carbono equivalente e as forçantes radiativas. A linha pontilhada vertical mostra o limite de tempo referente ao ano de 2100. Em graduações coloridas estão os diferentes cenários de emissão propostos pelo IPCC. Fonte: Meinshausen et al. (2011b).

Os diferentes cenários e a contemplação dos diferentes fenômenos ambientais exigem uma grande capacidade computacional para ser solucionada por modelos. O estado da arte dos modelos climáticos é uma classe de modelos complexa e completa, os chamados Modelos do Sistema Terrestre (ESM). Esses modelos são caracterizados por terem acoplamento entre a componente de simulação oceânica e atmosférica, garantindo uma melhor representação do ambiente natural, apresentarem baixa resolução espacial e longos períodos de simulação. Alguns desses modelos dispõe também de componentes de descarga fluvial, queimadas e constituição de gelo oceânico. Diferentes modelos dessa classe têm diferentes parametrizações, diferentes organizações verticais da atmosfera, oceano e diferentes grades de resolução.

No CMIP5 foram utilizados mais de 30 ESM dentre os quais está incluso o *Brazilian Earth System Model – Ocean Atmosphere version 2.5* (Modelo Brasileiro de Sistemas Terrestres – Oceano Atmosfera versão 2.5 ou BESM-OA2.5). Resultado de

vasto investimento em ciência e tecnologia (MIGUEL, 2019) entre os anos de 2000 a 2015, o modelo brasileiro desenvolvido pelo CPTEC/INPE (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) é um ESM composto pela componente atmosférica desenvolvida pelo INPE, o BAM (*Brazilian Atmospheric Model* – Modelo Atmosférico Brasileiro) (FIGUEROA et al., 2016) e a componente oceânica desenvolvida pelo GFDL (Geophysical Fluids Dynamic Laboratory – Laboratório de Geofísica e Dinâmica Fluida), O MOM4p1 (*Modular Ocean Model* version 4.1 – Modelo Oceânico Modular). O BESM possui componente de gelo oceânico e descarga fluvial, bem como os módulos de interação com transpiração de florestas e queimadas (VEIGA et. al, 2019) e colocou o Brasil para um cenário de atenção global no âmbito das ciências climáticas ao fazer parte dos modelos que forneceram seus resultados para o CMIP5.

Parte dos resultados do BESM para os experimentos do CMIP5 foram utilizados como forma componente dos dados do *ensemble* (compilado de dados que gera os padrões médios dos experimentos). Outra parte dos resultados foi estudado por alguns poucos estudos como os de Nobre et. al (2013) e Veiga et. al (2019) que descreveram o comportamento de algumas oscilações climáticas identificadas nos resultados do modelo. Ambos autores ratificaram a capacidade do modelo em simular as variações do clima de forma satisfatória. Outro aspecto importante para avaliar a representatividade do resultado numérico é avaliar as correntes oceânicas simuladas. Por exemplo, ainda na década de 60 Bryan (1962) apontava para a importância da mensuração do transporte de correntes oceânicas na regulação do clima global. Essas correntes são responsáveis por advectar nutrientes, larvas, massa e energia por todo o globo. Estudos como os de Sancho (2015), Veiga (2019) e Pontes (2016) avaliaram os resultados de modelos climáticos do sistema terrestre em relação ao escoamento de correntes marinhas. Sancho (2015) utilizou o CM2.1 para a avaliação do transporte tanto meridional quanto entre bacias de massa e calor através de seções transoceânicas utilizando resultados de projeções até o final do século XXI feitas pelo modelo. Já Pontes (2016) avaliou o comportamento de correntes no AS em cenários de alterações climáticas dirigidas por alterações nas concentrações de carbono na atmosfera. Esse autor relacionou as mudanças nas velocidades meridionais com as alterações na tensão de cisalhamento do vento que age sobre o AS. Para tanto, ele usou 19 ESMs com

resultados do CMIP5, dentre os quais o BESM não estava incluso. Finalmente, Veiga (2019) fez uso dos resultados do BESM para o experimento CMIP5. Entretanto, o autor não avaliou o desempenho do modelo em relação às correntes oceânicas, tendo o seu trabalho focado nos padrões atmosféricos e de superfície do oceano. Assim, ainda é necessário avaliar o desempenho do modelo BESM em relação ao escoamento de correntes oceânicas e suas principais características como o transporte de volume, em especial da Corrente do Brasil (CB).

A CB é a corrente de contorno oeste que compõe o Giro de Alta Pressão do Oceano Atlântico Sul (AS) ao longo da costa brasileira junto com a Corrente do Atlântico Sul (CAS), Corrente de Benguela (CBg) e Corrente Sul Equatorial (CSE) (Figura 3). Ela se origina em torno de 15°S a partir da bifurcação da porção sul da CSE. Logo depois de formada é considerada rasa e fraca (SOUTELINO, 2008) e flui em direção às altas latitudes ao longo da quebra da plataforma continental até a latitude em torno de 40°S. Nesta região ela encontra a Corrente das Malvinas (CM), outra corrente de contorno oeste, mas que flui em direção oposta. No encontro dessas duas correntes se estabelece a Confluência Brasil-Malvinas (CBM), uma das regiões oceânicas mais dinâmicas do mundo (PIOLA, 2017). A posição da CBM varia sazonalmente, mas tem sua posição média em torno de 38°S.

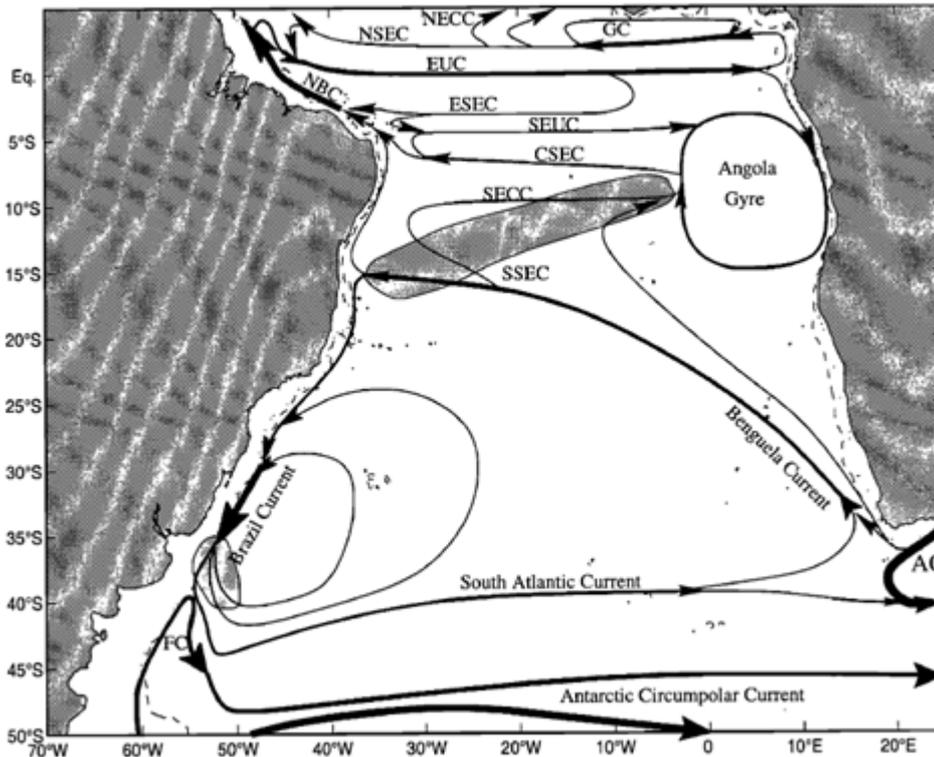


Figura 3: Esquema de circulação geostrófica para o AS nos primeiros 100m de profundidade. Regiões de formação de algumas massas de água subsuperficiais são hachuradas em tons de cinza. As setas indicam as principais correntes oceânicas dentro do domínio. As linhas pontilhadas indicam a batimetria de 200m e 1000m. Fonte: Stramma & England (1999).

Nessa região da confluência, a CB é considerada como uma corrente intensa e profunda (Silveira, 2000), com transporte análogo à Corrente do Golfo, sua análoga no Hemisfério Norte. Schmid (2018) estimou um gradiente de $1,6 \text{ Sv}/^\circ\text{Lat}$ de aumento no transporte da CB entre 19 e 32°S em seu trabalho que utiliza resultados de transporte estimados por vários outros estudos sobre a CB que utilizam métodos diferentes.

Em relação a largura da corrente, Pontes (1995) afirmou ser difícil a determinação de uma largura média exata para o escoamento, já que ao longo do seu escoamento a interação com a costa provoca o meandramento do fluxo e ocasiona a liberação de vórtices. Entretanto, por ser uma corrente de contorno oeste, há uma região de escoamento preferencial da corrente próxima à costa. Apesar dos limites horizontais serem variáveis, eles podem ser estabelecidos segundo critérios metodológicos, tais como o critério cinemático de mínimos de velocidade. Em escala média, a CB não se estende por mais de três graus de longitude.

Ao longo de seu fluxo para o sul, a CB recebe o aporte de diferentes massas de água, o que justifica seu aumento latitudinal de transporte. Ao nível picnoclínico a CB incorpora a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e a Água Intermediária Antártica (AIA) na porção subpicnoclínica. Essa incorporação aumenta seu transporte de aproximadamente 4 a 6 Sv em 19°S (STRAMMA et. al, 1990) para aproximadamente 20 Sv em 38 °S (SCHMID, 2019). A sua interação com a topografia e padrões de meso-escala conferem à CB uma importância semi-regional do que diz respeito a eventos de ressurgência e fertilização oceânica com águas de subsuperfície, como acontece com a ressurgência em ~23°S (e.g, CAMPOS, 1995) como resultado da interação da corrente com a topografia e orientação da costa.

Dada a importância das correntes de contorno oeste e sua variabilidade na regulação do clima global, por exemplo, é imprescindível avaliar-se o comportamento da CB sob a perspectiva da simulação das mudanças climáticas usando o modelo BESM. Sob esse aspecto, algumas perguntas foram feitas para dirigir este estudo, como: a) como os resultados do BESM representam os parâmetros oceânicos do AS? b) quais informações podemos extrair dos resultados do BESM? c) até que ponto os resultados de 1° de resolução representam os padrões da meso-escala? Para responder a esses questionamentos é necessário avaliar as simulações do modelo que ainda não foram alvo de estudos.

Assim, a fim de preencher as lacunas deixadas por outros estudos, este trabalho propõe os objetivos descritos a seguir.

2. OBJETIVOS

Dado o panorama acima, o objetivo geral e específicos que norteiam esse trabalho são enumerados a seguir.

2.1 Objetivo geral

Avaliar o desempenho das simulações da Oceânicas reproduzidas com o modelo BESM-OA2.5 para o Oceano Atlântico Sul no período histórico e analisar as suas previsões para o final do século XXI, tendo por foco a CB.

2.2 Objetivos específicos

1. Analisar o escoamento e temperatura em larga escala simulados pelo modelo BESM-OA2.5;
2. Analisar os padrões cinemáticos da CB dentro dos resultados modelados;
3. Avaliar o fluxo de térmico da CB e transporte de calor meridional do Atlântico Sul dentro dos resultados modelados;
4. Comparar os cenários de projeção com base nos RCP8.5 com o cenário histórico do modelo.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

Apesar dos resultados numéricos do modelo BESM serem globais, uma subárea foi selecionada (Figura 4) compreendendo o Oceano AS e parte do Oceano Ártico.

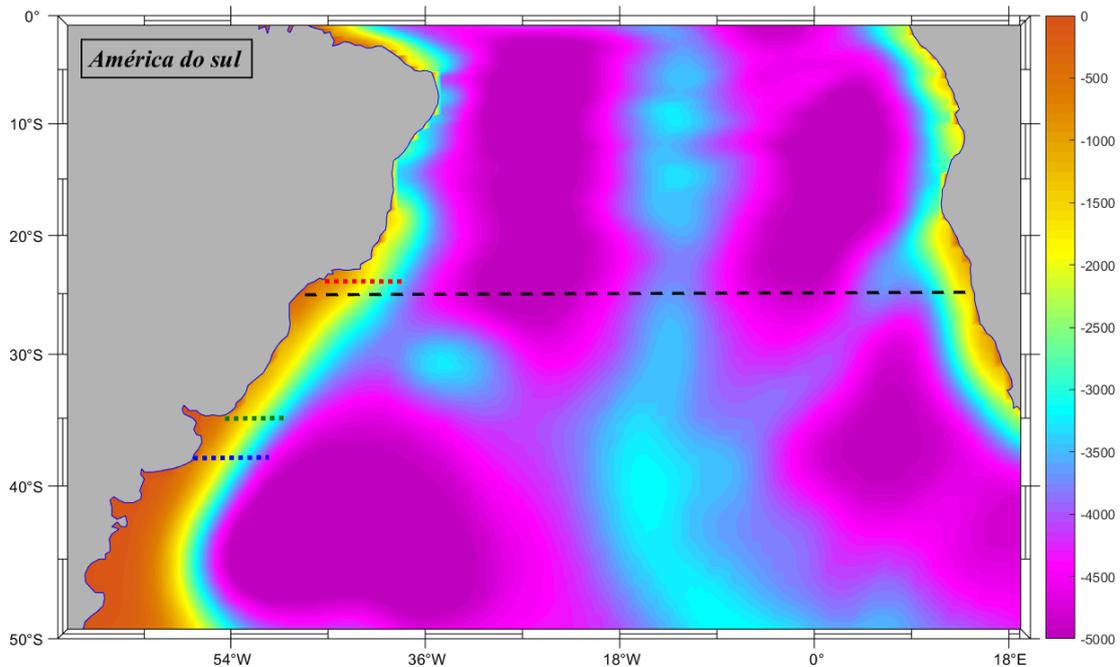


Figura 4: Recorte da área de estudos com a graduação em cores da batimetria do modelo BESM-OA2.5. as cores indicam a profundidade em metros. As linhas pontilhadas representam as seções paralelas ao equador utilizadas por Schmid (2018) e Sancho (2015) e Pontes (2016) em 24°S (vermelho), 25°S (preto), 35°S (verde) e 38°S (azul).

A área de estudo é limitada a leste pelo continente africano e pela passagem indo-atlântica, ao sul pela latitude de 50°, a oeste pela margem continental da América do Sul e ao norte pela linha do equador em 0°. A1 é a região compreendida entre 15°S e 21°S e 36°E e 41°E, englobando a área do Banco de Abrolhos. As seções ao longo das latitudes 24°S, 25°S, 35°S e 38°S representam transectos paralelos ao equador nas quais foi dado enfoque nas avaliações. As seções são limitadas a oeste pela costa e a leste pelo limite de acordo com a Tabela 1. A seção de 25°S é transoceânica e foi integrada até 5000m de profundidade, semelhante ao estudo de Sancho (2015).

Tabela 1: Limites horizontais e verticais de integração para cada seção de avaliação. Em cores as seções de foco.

Latitude	Limite leste	Profundidade
20	35°O	400m
21	37°O	400m
22	38°O	400m
23	38°O	400m
24	38°O	400m
25	40°O	400m
26	42°O	400m
27	43°O	800m
28	43°O	800m
29	44°O	800m
30	44°O	800m
31	44°O	800m
32	47°O	800m
33	48°O	800m
34	48°O	800m
35	49°O	800m
36	50°O	800m
37	50°O	800m
38	50°O	800m

As seções em 24°S, 35°S e 38°S foram escolhidas porque replicam o estudo de Schmid (2019). Já a seção em 25°S foi escolhida pois replica o estudo de Sancho (2015).

3.2 Material

Neste estudo foram utilizados os resultados do modelo BESM-OA2.5 para o CMIP5 dos experimentos histórico e *RCP8.5*, além de dados termohalinos medidos *in situ* compilados pelo WOA 2009. Os resultados do modelo foram gerados a partir dos experimentos descritos por Taylor (2012).

Os resultados modelados foram adquiridos através do link disponibilizado pelo INPE (<https://dm2.cptec.inpe.br/search/esgf-inpe/>). Os arquivos contêm as informações de velocidade zonal e meridional, níveis de profundidade, latitude, longitude, temperatura potencial e salinidade absoluta. Esses resultados são disponibilizados em forma de médias mensais para cada mês dos anos modelados ao longo de 155 anos (experimento histórico) e 100 anos (experimentos RCPs). Neste estudo, foram utilizados os resultados do experimento RCP8.5. Esse experimento foi escolhido porque caracteriza o cenário das maiores alterações climáticas dentro dos RCPs propostos pelo IPCC (IPCC, 2013).

3.2.1 BESM-OA2.5

O Modelo Brasileiro de Sistemas Terrestres – Oceano-Atmosfera versão 2.5 ou, simplesmente, BESM é um modelo de sistema terrestre desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e consiste no acoplamento da componente atmosférica, o BAM (Brazilian Atmospheric Model - INPE) com o MOM4p1 (Modular Ocean Model 4.1 - GFDL) (GRIFFIES, 2012) por meio do acoplador FMS (Flexible Modeling System). Os modelos do sistema terrestres têm, como uma das principais características, a interação entre os diferentes ambientes terrestres, representando de forma mais real a complexidade do ambiente natural.

A componente oceânica do BESM (MOM4p1) é um modelo de coordenadas verticais tipo z, organizadas em 50 níveis espaçados desigualmente. Nos 220 primeiros metros a distância entre os níveis é de ~10m enquanto que nas maiores profundidades alcança ~370m. A resolução horizontal consiste em 1° na direção zonal e varia meridionalmente de ¼° até 10° para 1° até 45° e 2° até 90° em ambos hemisférios. As parametrizações físicas do BESM-OA2.5 não se diferem da versão anterior, o BESM-OA2.3 e são descritas por Nobre et al. (2013). Devido a sua grade de baixa resolução, o modelo escolhido não é capaz de simular a dinâmica oceânica de mesoescala.

3.2.2 World Ocean Atlas 2009

Os resultados termohalinos numéricos gerados nas simulações realizadas com o BESM foram comparados com dados medidos *in situ*. Nesta comparação foram usados dados disponibilizados pelo *World Ocean Atlas* (WOA). O WOA é um banco de dados gerido pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) que armazena, organiza e disponibiliza dados oceanográficos tais como temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido oriundos de diferentes fontes e datas de coleta. A resolução espacial dos dados médios usados nesta comparação é de aproximadamente 1°. Essa resolução é obtida por meio da interpolação de resultados coletados para períodos mensais, sazonais e anuais.

Neste estudo foi utilizada a média climatológica para todo o período de dados e portanto, o WOA09, ou WOA 2009, foi escolhido porque abrange o período do experimento histórico para fins de validação. As versões mais recentes do WOA extrapolam o período do experimento histórico e o WOA05 foi disponibilizado em 2005 e não contempla todo o ano.

3.3 Métodos

Após a obtenção dos resultados numéricos, foram computadas médias totais e anuais para cada variável disponibilizada nos dois experimentos. Assim, o experimento histórico produziu 1860 valores médios mensais, 155 valores médios anuais e 1 valor médio total, enquanto que para o experimento RCP8.5 resultaram 1200 valores médios mensais, 100 valores médios anuais e 1 valor médio total.

Para a assembleia de valores médios foram aplicadas as equações de fluxo de massa e fluxo térmico (descritos a seguir), gerando os resultados finais, que foram comparados individualmente e entre si.

3.3.1 Cálculo dos fluxos

As médias obtidas foram utilizadas para estimar o transporte advectivo de volume (fluxo volumétrico - Equação 1) e o transporte advectivo de energia térmica (fluxo térmico - Equação 2) que atravessam a superfície de controle.

$$Vt = \int_0^L \int_{-h}^0 \mathbf{v}(x, z) dz dx \quad (1)$$

$$Ht = \rho \cdot Cp \int_0^L \int_{-h}^0 \mathbf{v}(x, z) \theta dz dx \quad (2)$$

Onde: Vt é o transporte de volume, v é a componente meridional da velocidade, Ht é o transporte de térmico, ρ é a massa específica da água do mar, Cp é o coeficiente de calor específico da água do mar e θ é a temperatura potencial. A Equação 2 é adaptada de Bryan (1962), que descreve o transporte advectivo de energia por correntes marinhas. Essa equação foi utilizada em diversos estudos de transporte como o de Sancho (2015), cujo a proposta se assemelha à deste trabalho.

O limite de integração horizontal (L) e vertical ($-h$) foram estabelecidos dentro da zona preferencial de escoamento da CB definida por Schmid (2018) e disposta na Tabela 1. Já a velocidade v foi integrada dentro desses limites para valores superiores ou iguais a 0,01m/s. Esse valor limite foi definido após um teste de sensibilidade de melhor representação do núcleo da CB.

Para a avaliação da seção transoceânica foram integrados os fatores até 4000m. também foram calculados os fluxos meridionais de correntes até 1000m no contorno oeste segundo o critério de Pontes (2016) para comparação com estudos utilizando outros ESMs.

4. RESULTADOS

A partir dos resultados do modelo disponibilizados foram obtidas as configurações do escoamento médio para o período histórico em três segmentos de profundidade (0 a 100m; 100 a 500m; 500 a 1000m) (Figura 5) escolhidos tendo por base o trabalho de Stramma & England (1999), onde os autores avaliaram a circulação média no AS.

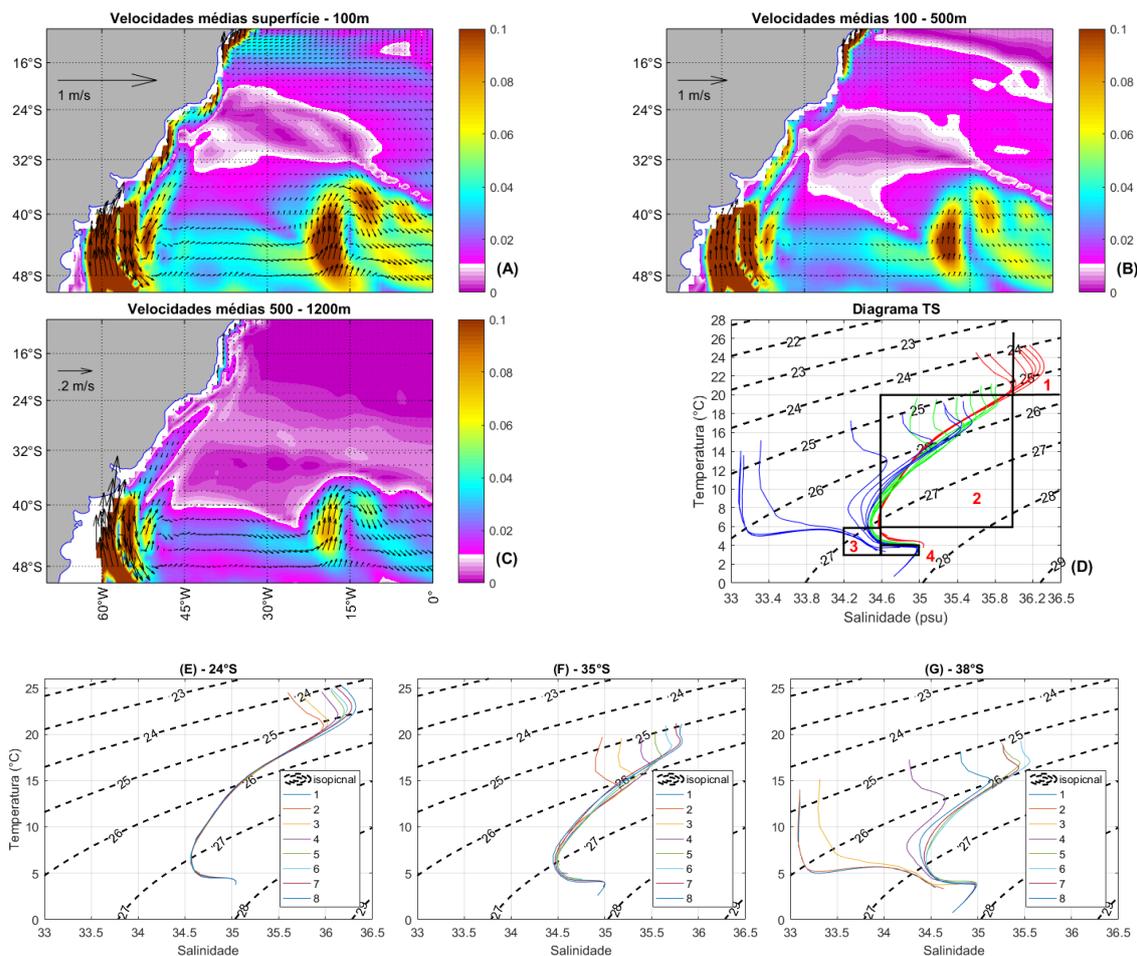


Figura 5: Média das velocidades do experimento histórico para os segmentos de profundidade de 0 a 100m (A), 100 a 500m (B), e 500 a 1000m (C). A coloração branca nas figuras de velocidade média representa a marca de 0,01m/s. No diagrama TS-profundidade (D) as linhas vermelhas correspondem à seção de 24°S, as linhas verdes à seção de 35°S e as linhas azuis à seção de 38°S. Os números 1, 2, 3 e 4 em vermelho representam, respectivamente, a região ocupada pela AT, ACAS, AIA e APAN de acordo com os índices termohalinos indicados por Silveira (2000), os quais delimitam as linhas pretas contínuas. As figuras (E), (F) e (G) mostram os 8 primeiros pontos a partir da costa (Figura 4) nas latitudes de 24°S, 35°S e 38°S. O número 1 indica o ponto mais próximo à costa.

Superficialmente, a região de menor velocidade representa o giro de alta pressão subtropical em concordância com o modelo de circulação superficial de Sverdrup. Nos

primeiros 100m, a bifurcação da CSE (BiCSE) - marcada pela divergência de vetores junto à costa - ocorre em aproximadamente 18°S, originando um escoamento confinado à costa para norte e outro no sentido sul. O fluxo para sul prossegue confinado à costa até aproximadamente os 38°S, onde se encontra com um fluxo que flui em direção norte, marcando a região da CBM. A região da CBM neste estudo é marcada pelo encontro do fluxo para sul da CB e fluxo para norte da CM junto à costa. A direita dessa região os vetores indicam movimentos para leste em uma esteira larga, que compreende a porção superior do Oceano Antártico. Entre 36 e 48°S, no extremo Oeste do Oceano Atlântico, a região é marcada por maiores velocidades.

No nível inferior subsequente, de 100 a 500m, a BiCSE ocorre aproximadamente três graus de latitude ao sul do que na superfície (21°S) e após a sua origem escoar até ~38°S na porção da CBM. Assim como na superfície, a leste da região de confluência existe um escoamento para leste, marcado por uma esteira mais esbelta e de menores velocidades em comparação com a superfície.

No terceiro nível de escoamento (500 - 1200m) as velocidades possuem menor magnitude que nos níveis acima. Nesse nível, a esteira do escoamento subpicnoclínico que se bifurca na costa americana corresponde aos níveis inferiores da CSE (SOUTELINO, 2008). Em 28°S, existe um escoamento para norte, enquanto que em 30°S, o escoamento é predominante para sul. Assim como nos níveis superiores, o final do escoamento para sul é marcado pelo encontro com o fluxo para norte na região da CBM. A leste dessa região se estabelece um fluxo sentido leste como nos outros níveis, que marca uma esteira bem definida até o fim do domínio avaliado.

No diagrama TS-profundidade mostrado na Figura 5D estão representados os transectos nas latitudes de 24°S, 35°S e 38°S. Quando agrupados, percebe-se a diferença entre os padrões de temperatura e salinidade entre as seções. Comparados aos índices reportados por Silveira (2000) para as principais massas de água do AS, os resultados do BESM mostram grande similaridade entre as curvas, extrapolando os limites em apenas algumas regiões específicas, o que indica a particularidade de cada região e mistura entre as águas.

No diagrama TS da seção 24°S (Figura 5E) os pares termohalinos para a porção superficial, isto é para anomalias de massa específica menores que 25 kg/m^3 , indicam a ocorrência de Água Tropical. Isso também é válido para os dois primeiros pontos (costeiros) que possuem salinidade maior que 35,6 indicando a ocorrência de mistura com águas de características menos salinas. A partir dessa isopicnal as linhas são homogêneas e representam o padrão vertical clássico de sobreposição das massas de água na região: ACAS, marcada pela região de gradiente contínuo em região picnoclínica, AIA, marcada por menores salinidades e baixas temperaturas e APAN, marcada pela região mais inferior da curva, com baixas temperaturas e maior alcance de salinidade em comparação com a AIA (Stramma & England, 1999) e Silveira, 2000).

Os diagramas TS ao longo da seção em 35°S (Figura 5F) apresentam distinção em relação à seção de 24°S. Nesta seção as águas superficiais são mais densas com o padrão dos primeiros dois pontos costeiros se diferenciando dos demais por apresentarem menores salinidades. Esse resultado pode ser uma expressão das baixas salinidades provenientes da descarga de águas doces provenientes do estuário do Rio da Prata. Em função da latitude, dos processos de mistura e da interação com a atmosfera, as águas superficiais são mais frias e menos salinas. A partir do nível picnoclínico, o padrão TS é semelhante ao apresentado na seção em 24°S.

Na seção em 38°S (Figura 5G) o diagrama apresenta um padrão diferenciado em relação às outras seções. Sobre a isopicnal de 26 kg/m^3 existe uma inflexão em todas as curvas, que diferencia as águas mais leves das águas mais densas nesta seção. Os transectos 1, 2 e 3 apresentam as menores salinidades para essa seção e se posicionam à esquerda no gráfico, se desprendendo da curva principal ao longo de todas isopicnais. Esse padrão é um indicador de águas circumpolares (Água Subantártica), trazidas pela CM até a CBM. Esse padrão de diagrama TS também foi observado por Piola (2017).

Os transectos mais afastados da costa desta seção desenvolvem um padrão semelhante àquele observado nas seções em 24°S e 35°S, onde a forma das curvas remete ao empilhamento de massas de água descrito por Stramma & England (1999). Os pontos mais afastados da costa indicam a presença de Água Antártica de Fundo, com os menores valores de temperatura.

Outra forma de se verificar a representatividade dos resultados modelados foi comparando a temperatura da água do mar simulada pelo BESM-OA2.5 com os dados *in situ* do *World Ocean Atlas 2009* (WOA2009). Na Figura 6 são mostradas as anomalias entre a média das temperaturas do experimento histórico e a média dos dados do WOA2009 em quatro profundidades (0, 100, 500 e 1000m).

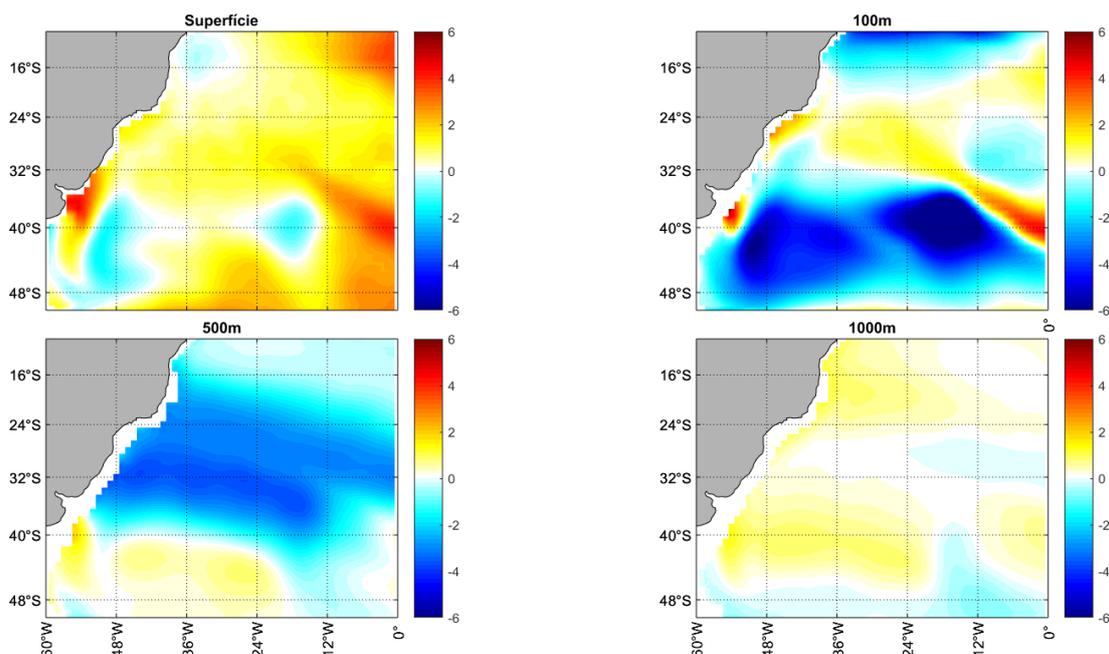


Figura 6: Anomalias de temperatura (WOA - BESM) "in situ" entre a média de temperaturas do experimento histórico simulado pelo BESM e a temperatura média compilada do WOA (2009) para os níveis de 0, 100, 500 e 1000m. As anomalias estão representadas em °C. As temperaturas do WOA foram obtidas *in situ* enquanto as temperaturas do BESM foram transformadas para temperaturas *in situ* por meio de funções do TEOS-10. As grades foram interpoladas para haver coincidência de pontos.

As anomalias indicam que em superfície, na maioria da área avaliada, o BESM apresenta temperaturas mais elevadas em relação aos dados do WOA. As anomalias atingem valores de 4°C na região leste do mapa e na região próxima ao estuário do Rio da Prata. A região entre 32°S e 48°S e 36°O e 60°O é marcada pelas maiores diferenças dentro do domínio avaliado tanto para valores positivos quanto para valores negativos. Essa região é extremamente dinâmica por conta da CBM e da descarga do Rio da Prata, como aponta Piola (2017).

Ao nível de 100m, as anomalias apresentam maior magnitude, atingindo até 6°C. De maneira semelhante ao nível de superfície, a região da CBM apresenta os maiores

valores de anomalias, tanto positivas quanto negativas e, provavelmente, refletem a incapacidade do modelo em representar os processos de submesoescala em função da sua resolução espacial. Bem como a região entre 12°O e 24°O sobre a latitude de 40°S. Essas regiões concordam com o máximo de velocidades sobre a latitude de 40°S como mostrado na Figura 5B.

Em 500m, predominam as anomalias negativas de orientação quase leste-oeste que alcançam valores inferiores a -4°C. Essa profundidade está relacionada às águas centrais do AS e apresenta menores diferenças entre o BESM e o WOA em relação à superfície.

Ao nível de 1000m, assim como na superfície, a região de avaliação é dominada por anomalias positivas, sobretudo nas adjacências da costa americana. Para esse nível as magnitudes das anomalias são menores, atingindo o valor negativo de 0,75°C e positivo de 1,5°C. O mesmo padrão de aquecimento no extremo oeste do oceano é observado para essa profundidade.

Os sinais de anomalia da região da CBM persistem até os 1000m de profundidade com devida diminuição da intensidade e na região de escoamento preferencial da CB as anomalias são de dominância positiva com exceção do nível de 500m. Como as maiores diferenças se concentram nos níveis mais rasos, a temperatura pode ser um indicativo de uma má interação com a atmosfera e na região da CBM as grandes anomalias podem ser relacionadas à dinâmica regional de vórtices que não são resolvidos pelo modelo.

O padrão vertical da média da velocidade para todo o experimento histórico em cada seção é mostrado na Figura 7. Em 24°S (Figura 7A) há um escoamento horizontalmente largo para sul, com um núcleo de maiores velocidades entre 40 e 43°O e acima de 400m de profundidade. Essas velocidades não atingem magnitude de 0.1m/s. Logo abaixo, entre 400 e 800m de profundidade e a Oeste de 42° é observado um escoamento para norte. Essa configuração é característica da CCI que transporta a AIA para norte. À leste dessa feição as velocidades são reduzidas, bem próximas de zero.

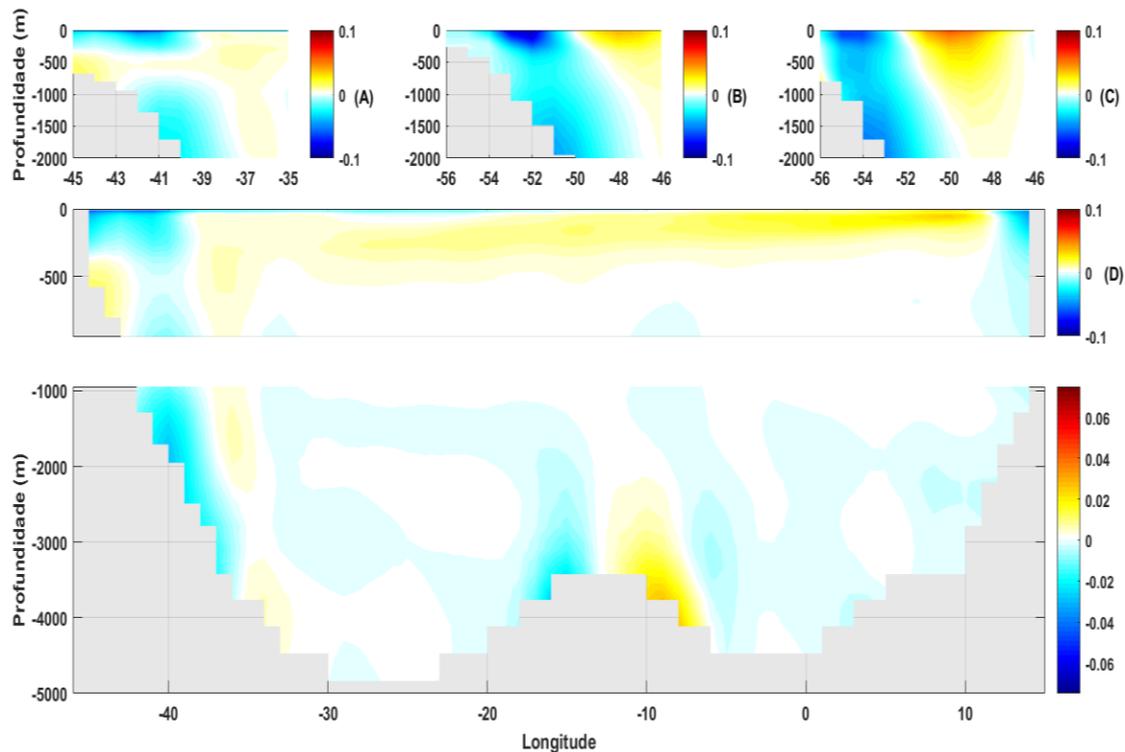


Figura 7: Perfis verticais das médias das velocidades meridionais em m/s do experimento histórico para as seções foco do estudo: (A) para 24°S, (B) para 35°S, (C) para 38°S e (D) para 25°S. Valores positivos (negativos) indicam escoamento para norte (sul), A cor branca indica velocidades nulas. Em D a profundidade é separada entre os primeiros 1000m e de 1000 a 5000m ao longo de toda seção transoceânica.

As seções ao longo de 35° S (B) e 38° S (C) são bastante semelhantes, com um núcleo de maior velocidade se estendendo a maiores profundidades. Na Figura 7B o núcleo está situado entre 51 e 54°O e se estende até, aproximadamente, 600m, enquanto que em 38°S (Figura 7C) o núcleo ocorre entre 52.5 e 55.5°O. Considerando-se o método de análise deste estudo, o núcleo da CB se estendeu para além dos 800m de profundidade.

A borda oeste da seção em 25°S é semelhante à seção em 24°S, com escoamento sentido sul acima dos 400m de profundidade, correspondente ao escoamento da CB, que é interrompido por um escoamento norte entre a costa e 40°O com padrão semelhante ao da CCI. Logo abaixo, acompanhando a batimetria, um escoamento também em sentido sul é observado, típico da Corrente de Contorno Oeste Profunda (DWBC). Abaixo dos 3000m de profundidade um escoamento norte característico das águas de fundo também pode ser observado. Dessa maneira estão empilhadas as

massas de água típica do AS em concordância com estudos sobre circulação como Stramma & England (1999).

Próximo à dorsal mesoatlântica existem duas regiões de velocidades semelhantes às da borda oeste. Essas velocidades de fundo não são descritas em estudos semelhantes. Ao contrário, próximo ao fundo ocorrem as menores velocidades. Esse padrão pode ser interpretado como um erro devido à batimetria do modelo que faz com que os fluxos de fundo interajam com o assoalho oceânico e sejam acelerados na região. Como esse resultado não é observado naturalmente, essa região foi excluída dos cálculos para os fluxos de massa e calor para a seção ao longo dos experimentos histórico e RCP8.5.

Na borda leste nessa seção, próximo a costa é mostrado um escoamento sentido sul a leste de 10°O . Esse escoamento é apontado por Stramma & England como um fluxo que emana do Giro de Angola e se move para sul até $\sim 30^{\circ}\text{S}$ que recircula e contribui para o escoamento norte adjacente a oeste.

Este escoamento norte é observado entre de 10°O até 10°L , acima dos 400m de profundidade com velocidades de ordem similar à borda oeste. Esse padrão pode ser relacionado ao escoamento da CBg na região (STRAMMA & ENGLAND, 1999). O resultado para essa seção se assemelha ao resultado obtido por Sancho (2015).

As configurações de velocidades das bordas do oceano na seção em 25°S apontam para a estrutura típica de transporte de massas de água do AS na região, sinalizando a estrutura de Célula Meridional de Revolvimento do AS.

4.1 Fluxo volumétrico da CB - Experimento histórico

Após a análise geral dos resultados, foi calculado o transporte médio durante o experimento histórico para a CB em cada latitude entre 20°S e 38°S (Figura 8). Adicionalmente, foram construídas séries temporais e calculados os transportes para cada mês do ano para as seções de 24°S , 35°S e 38°S e realizada a análise espectral. Finalmente, foi estimado o transporte médio mensal para as mesmas três seções.

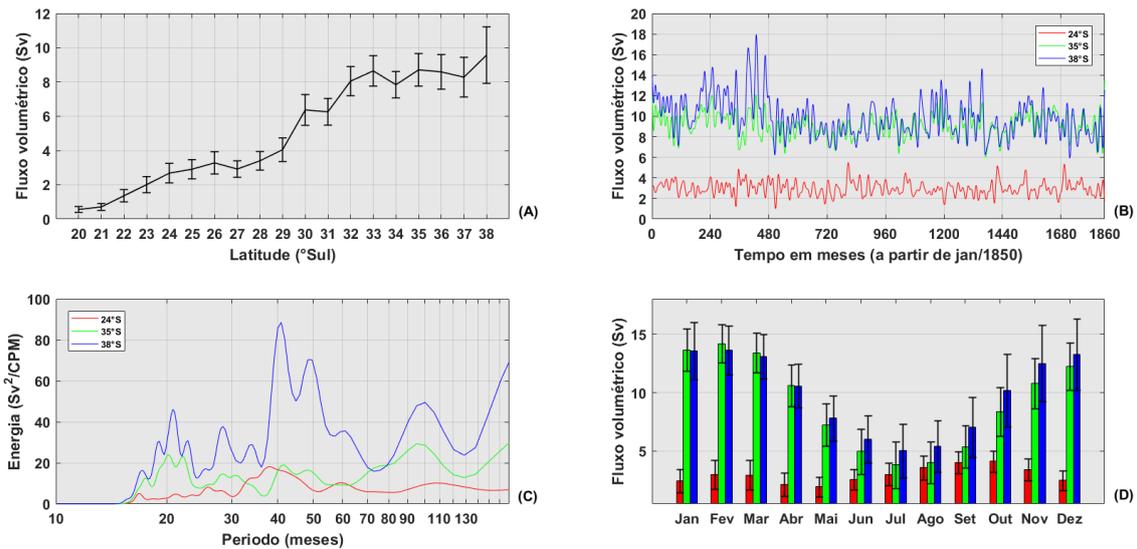


Figura 8: O fluxo volumétrico da CB no experimento histórico. Em (A) os valores de transporte em cada seção. Em (B) as séries temporais dos valores de transporte mensal suavizado por meio de um filtro digital do tipo passa baixa com método de diferenças finitas e 98% da energia passando com 17 meses para as seções de 24, 35 e 38°S. Em (C) a decomposição espectral das séries de transporte mensal. Em (D), os valores de transportes médios mensais. As cores vermelho, verde e azul correspondem respectivamente às seções em 24, 35 e 38°S. As barras pretas verticais em (A) e (D) indicam o desvio padrão.

O padrão espacial do transporte da CB ao longo das latitudes (Figura 8A) mostra um incremento tanto do transporte da corrente quanto do desvio padrão com o aumento da latitude. Entre 20°S e 32°S o gradiente de incremento foi de 1,63 Sv/°Lat, semelhante ao resultado de 1,6 Sv/°Lat encontrado por Schmid (2018). De 32°S a 37°S o transporte permanece quase constante até aumentar novamente em 38°S. Em termos médios, o transporte da CB não atinge 10 Sv, à exceção da seção em 38°S. Esse resultado mostra a evolução da CB que transporte <1 Sv próximo à sua região de formação e atinge até ~10 Sv próximo à região da CBM em 38°S.

A evolução temporal do transporte da CB apresentada na Figura 8B mostra que o transporte estimado nas seções em 35°S e 38°S apresentam valores de transporte distintos mais elevados do que aquele calculado na seção em 24°S, porém semelhantes entre si. Distintamente das demais, a seção em 38°S apresenta picos de transporte próximo aos 240, 480, 1200 e 1320 meses de simulação. A significância ou a representatividade dessas feições estão fora do escopo deste estudo. As médias e respectivos desvios padrões para as seções de 24°S, 35°S e 38°S foram $2,99 \pm 0,66$ Sv, $9,06 \pm 1,12$ Sv e $9,85 \pm 1,85$ Sv.

A regressão linear do transporte em todas as seções mostrou uma tendência de redução ao longo do experimento. Essas tendências resultam na redução de $\sim 0,17$ Sv, $\sim 0,18$ Sv e $\sim 2,41$ Sv respectivamente para as seções em 24°S , 35°S e 38°S no final do experimento.

A avaliação espectral das séries temporais (Figura 8C) mostra que a similaridade entre as seções de 35°S e 38°S se dá no período de 20, 30, 100 e ~ 200 meses, sendo que a seção de 38°S apresenta as maiores energias nesses períodos. Os pontos de distinção são os períodos de 40 e 50 meses para a seção de 38°S , que apresentam as maiores energias dentre as três séries temporais. Já para a seção de 24°S existe um platô de maiores energias, com um pico mal definido no período de 40 meses, apresentando os menores valores de energia dentre as séries avaliadas. Esse resultado indica que a frequência dos eventos de maior transporte para as seções de 35°S e 38°S se dá em escala interanual, decadal e bidecadal, enquanto que, para 24°S esses eventos ocorrem em escala interanual entre 3 e 4 anos. Também, que os maiores eventos de transporte estão relacionados às altas latitudes. Embora filtrados, existe energia considerável na escala semianual evidenciada pela avaliação sazonal.

Já em relação à escala semi anual (sazonal) do transporte das seções foco, a Figura 8D mostra que há um padrão sazonal pronunciado nas três seções, mas que esse padrão se dá em períodos diferentes do ano. Diferente do exposto na Figura 8A, a decomposição em valores mensais mostrou que os valores de transporte para a CB alcançam valores superiores a 13 Sv em alguns períodos do ano (final da primavera e verão) para as seções de 35°S e 38°S . As barras de desvio padrão indicam que a maior variação ocorreu justamente nos meses que apresentaram os maiores valores de transporte.

A sazonalidade foi mais evidente nas seções em 35°S e 38°S , que apresentaram diferenças entre valores de máximo e mínimo transporte de 10,37 Sv e 8,58 Sv respectivamente. Para a seção de 24°S essa diferença foi apenas de 2,17 Sv. Esses valores representam percentualmente 73%, 62% e 53% do valor de máximo transporte, o que aponta que a influência sazonal é maior em 35°S , depois e 38°S e menor em 24°S .

Para as seções ao sul, os maiores (menores) valores de transporte ocorreram nos meses correspondentes ao verão (inverno) do HS, refletindo a variabilidade sazonal da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico Sul. Já para a seção mais ao norte, o padrão foi menos distinto. O maior (menor) transporte em 24°S ocorreu em Outubro (Maio), isto é, na primavera e outono, estações caracterizadas pela maior e menor intensidade de vento nesta região (e.g., GHISOLFI, et al., 2015)

4.2 Fluxo térmico da CB - Experimento histórico

Utilizando a Equação 2 foram obtidos os fluxos advectivos de energia térmica, ou simplesmente, fluxo térmico da CB (Figura 9). Esses valores são os primeiros dessa categoria para a CB.

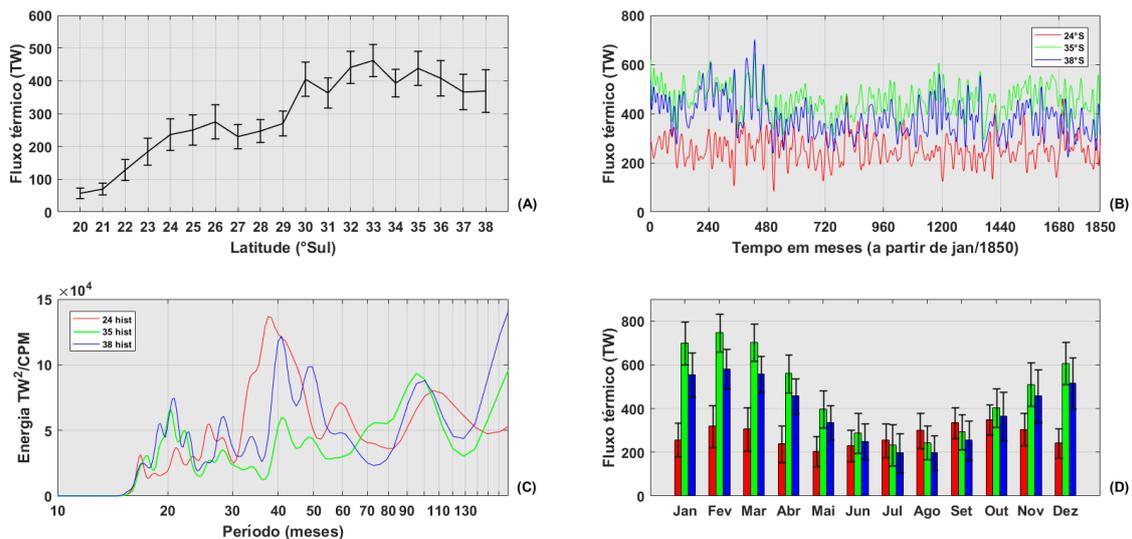


Figura 9: O fluxo térmico da CB no experimento histórico. Em (A) os valores de transporte em cada seção. Em (B) as séries temporais dos valores de transporte mensal suavizado por meio de um filtro digital do tipo passa baixa com método de diferenças finitas e 98% da energia passando com 17 meses para as seções de 24, 35 e 38°S. Em (C) a decomposição espectral das séries de transporte mensal. Em (D), os valores de transportes médios mensais. As cores vermelho, verde e azul correspondem respectivamente às seções em 24, 35 e 38°S. As barras pretas verticais em (A) e (D) indicam o desvio padrão.

Os valores de fluxo térmico mostrados da Figura 9A indicam um incremento de transporte em direção sul, isto é, com o aumento da latitude. Próximo à sua região de formação em 20°S, a CB transportou menos de 100 TW e alcançou 400 TW em 30°S. Essa evolução é marcada por um gradiente de ~ 28 TW/°Lat entre 20°S e 32°S. Diferente do

fluxo volumétrico (Figura 8A), após 32°S os valores de fluxo térmico reduzem até a latitude de 38°S, sendo o valor máximo em 33°S com 462 TW de média de transporte. A curva se assemelha à curva para o fluxo volumétrico até 32°S, reduzindo o transporte térmico para latitudes a partir deste ponto.

As séries temporais mostradas na Figura 9B mostram que, diferente do fluxo volumétrico (Figura 8B), no fluxo térmico as três seções apresentam valores de magnitude semelhantes entre si, sendo que, em alguns meses da série, o transporte de 24°S ultrapassa os valores de transporte de 35°S e 38°S. A ordem crescente de magnitude dos transportes apresentados é de 24°S, 38°S e 35°S. As médias e respectivos desvios padrões para as seções de 24°S, 35°S e 38°S foram respectivamente 255 ± 54 TW, 458 ± 59 TW e 38 ± 73 TW. Embora a seção de 35°S apresenta valores mais elevados de forma mais recorrente, os maiores valores pertencem à seção de 38°S próximo aos 480 meses de modelagem. O maior pico atinge o valor de 693 TW para a seção de 38°S enquanto o menor valor de transporte é de 90 TW para a seção de 24°S. De maneira semelhante ao fluxo volumétrico, as seções de 35°S e 38°S apresentam uma tendência à redução do transporte enquanto a seção de 24°S apresenta uma tendência de aumento que pode ser considerada estável por conta da ordem de alteração, que se dá após a terceira casa decimal.

A decomposição espectral das séries temporais mostrou com maior precisão os detalhes entre as diferenças e similaridades entre as seções. É possível notar que existe uma ampla variedade de picos para o fluxo térmico.

A seção de 24°S apresenta picos de energia relevantes na escala de 26, 37, 60, 106 e ~200 meses. Já a seção em 35°S apresenta picos de energia relevantes na escala de 20, 40, 50, 70, 100 e ~200 meses. Para a seção de 38°S os picos se apresentam nos períodos de 20, 28, 40, 50, 100 e ~200 meses. Dentre esses picos destacam-se os picos na escala de ~20 meses de 35°S e 38°S, de ~40 meses de 24°S e 38°S, ~100 meses para todas as seções e ~200 meses para todas as seções.

Esse padrão aponta que os maiores eventos de transporte de calor ocorrem em uma escala de recorrência interanual de 2 e 4 anos, e uma escala de menor frequência de 8 e 16 anos, caracterizando escalas decadal e interdecadal. Note que na frequência

interanual, decadal e bidecadal as seções de 35°S e 38°S apresentam maior similaridade enquanto que, para a frequência de 40 meses (3 anos e 4 meses) a similaridade dos eventos de maior energia se dá entre as seções de 24° e 38°S.

As médias mostradas na Figura 9D mostram que há uma influência sazonal tanto no fluxo térmico como no fluxo volumétrico. Assim, nas seções em 35°S e 38°S os maiores (menores) valores de transporte ocorreram no verão(inverno). Já em 24°S, o padrão também se mantém em comparação ao fluxo de massa. O maior(menor) valor de transporte para as seções de 35°S e 38°S ocorre no mês de Fevereiro (Julho) enquanto que em Outubro (Maio) para a seção de 24°S. As diferenças entre máximos e mínimos para cada seção foram de ~200, 514 e 384 TW para as seções de 24°S, 35°S e 38°S respectivamente, evidenciando a maior diferença sazonal em 35°S. Em termos percentuais esses valores representam 41%, 69% e 66% do valor máximo de transporte mensal para cada seção, reforçando a ideia de maior influência sazonal em 35°S e menor em 24°S, mas apontando também que essa influência é igualmente importante em 35°S e 38°S.

A diferença do efeito sazonal entre a seção ao norte e as seções ao sul faz com que nos meses de Julho, Agosto e Setembro o transporte da seção de 24°S seja maior que das outras. Isso não é observado para o fluxo volumétrico, indicando a importância das outras variáveis na avaliação do fluxo térmico.

Os valores na ordem de centenas de TW podem ser escritos em ordem de décimos de PW. Dessa forma, os resultados para o fluxo térmico da CB se assemelham aos resultados encontrados por Sancho (2015) e Bryden e Imawaki (2001) que avaliaram os transportes de calor em diferentes seções transoceânicas. Isso aponta a importância da magnitude do transporte da CB no equilíbrio energético global e a proximidade da ordem de grandeza entre os fluxos obtidos.

4.3 O experimento RCP8.5

Após a avaliação dos valores médios de velocidade e transportes para cada seção, foram realizadas comparações entre o experimento histórico e RCP8.5. Assim, foi possível indicar alterações nos padrões médios de escoamento e como essas alterações influenciam nos fluxos avaliados neste trabalho.

Para a avaliação das anomalias velocidade foram comparados os 20 últimos anos do séc. XXI com os valores médios dos campos de velocidade de cada seção foco do experimento histórico. Esse período foi escolhido pois reflete o espaço temporal de maior alteração dentro do experimento RCP8.5, denominado pelo ICPP como “*long term range*”. As anomalias são mostradas na Figura 10. A comparação entre esses períodos é recorrente em estudos climáticos e é chamado de anomalia de longo termo.

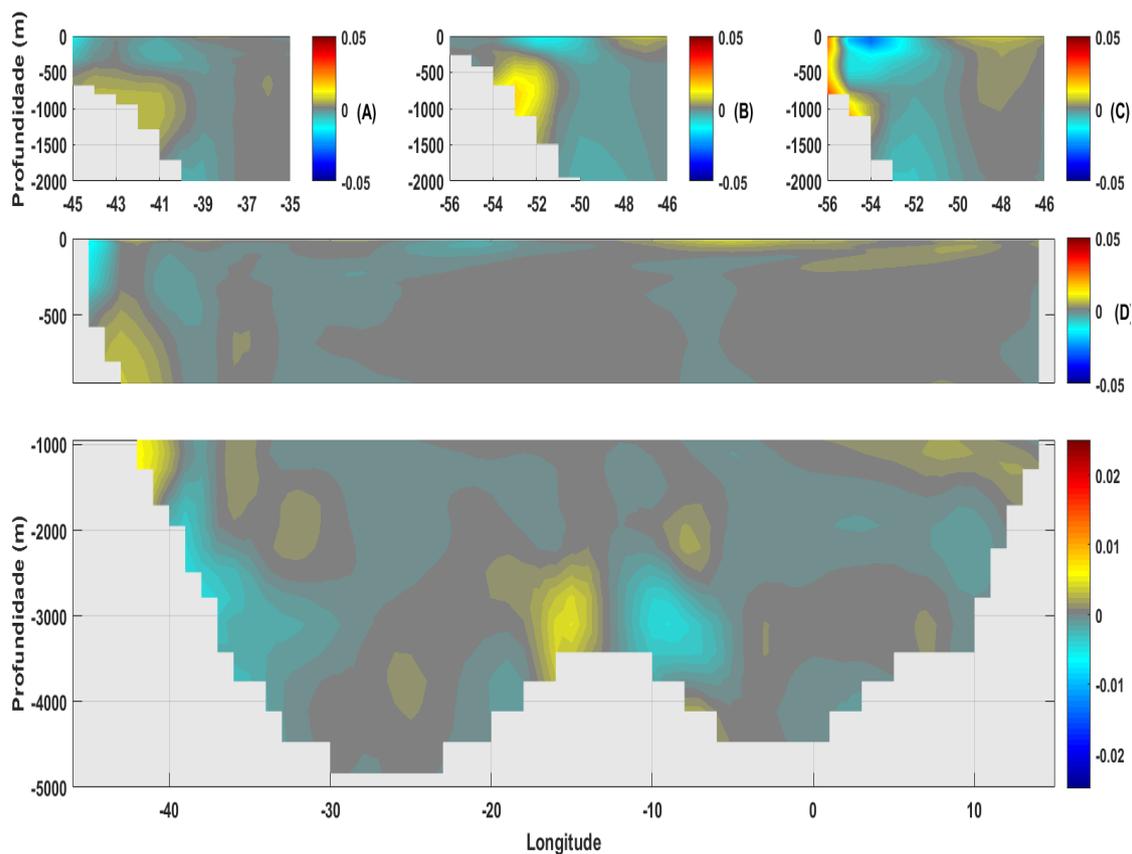


Figura 10: Anomalias de velocidade em m/s para as seções de 24°S (a), 35°S (b), 38°S (c) e 25°S (d). Em todas as seções a anomalia é construída subtraindo o valor de média dos 20 últimos anos do séc. XXI para o experimento RCP8.5 da média para o experimento histórico. Os valores de anomalia foram multiplicados por (-1) para facilitar a observação das alterações de fluxos sentido sul. Assim, os valores negativos(positivos) de fluxos originalmente escoando sentido sul expostos na Figura 7 sinalizam redução(aumento) das velocidades. As cores branco e cinza indicam velocidades nulas.

Para a seção de 24°S (Figura 10A) a região de integração referente à CB apresenta uma redução de velocidades nas longitudes próximas à costa, seguida de uma região central de aumento de velocidades e uma nova redução. Próximo à costa essa redução fica entre 0,02 e 0,03m/s, alteração que se traduz em ~-40% da velocidade em relação ao experimento histórico. Na região central o aumento atinge valores menores que 0,01m/s, assim como na porção mais a leste, equivalente a aproximadamente +20% da velocidade do experimento histórico. Dessa maneira, é possível afirmar que a maioria da região de integração da CB é dominada por anomalias negativas, indicando diminuição das velocidades.

Em 35°S (Figura 10B) a maior parte da região de integração referente à CB indicou um aumento das velocidades. Esse aumento é mais intenso entre os 300 e 800m de profundidade, onde as anomalias de velocidade mostram valores que atingem 0,03m/s, um aumento de quase 100% da velocidade em parte da seção de integração. Acima dos 300m existem regiões de aumento e diminuição de velocidades da corrente. Entretanto, as regiões de diminuição se localizam na região de velocidades nulas ou fluxos para norte de acordo com a Figura 7B para a seção.

Na seção de 38°S as diferenças ocorrem ao longo da extensão vertical. Da superfície até 800m de profundidade entre 54,5°O e 56°O há um aumento dos fluxos em direção sul com magnitudes que chegam a incrementar 0,07m/s, a maior anomalia observada dentre as seções. Da mesma forma, entre 51°O e 54,5°O existe uma redução das velocidades marcada por anomalias que atingem o máximo de 0,04m/s. Na região de integração da seção, compreendida entre 50°O e 56°O e acima dos 800m a área é dominada por redução nas velocidades, entretanto, o aumento nas velocidades em maior magnitude próximo à costa onde as velocidades eram nulas indica um alargamento da CB nessa latitude, o que pode resultar em um maior transporte.

Em 25°S as anomalias de velocidade indicam um enfraquecimento em todo o contorno oeste do oceano, tanto para os fluxos no sentido sul quanto para norte. Semelhante à seção de 24°S, a anomalia de velocidade atinge a ordem de 0,02m/s. Para a região profunda do oceano as maiores anomalias se concentram na borda oeste e sobre a dorsal mesoatlântica. Na borda leste, as anomalias também indicam diminuição

das velocidades nos primeiros 1000m de profundidade. Assim, é possível afirmar que a magnitude das velocidades em toda a seção diminui. A diminuição das velocidades em ambas as bordas do oceano indica uma diminuição dos transportes advectivos meridionais e pode ser relacionado à alterações no padrão da Célula de Revolução Meridional do Atlântico (AMOC).

Com relação às anomalias térmicas, a Figura 11 mostra as anomalias de temperatura entre o experimento histórico e o experimento RCP8.5 geradas, isto é, a partir da subtração dos 20 últimos anos do século XXI e a média do período histórico. Nesta figura estão representadas as anomalias para as seções em 24°S, 25°S, 35°S e 38°S.

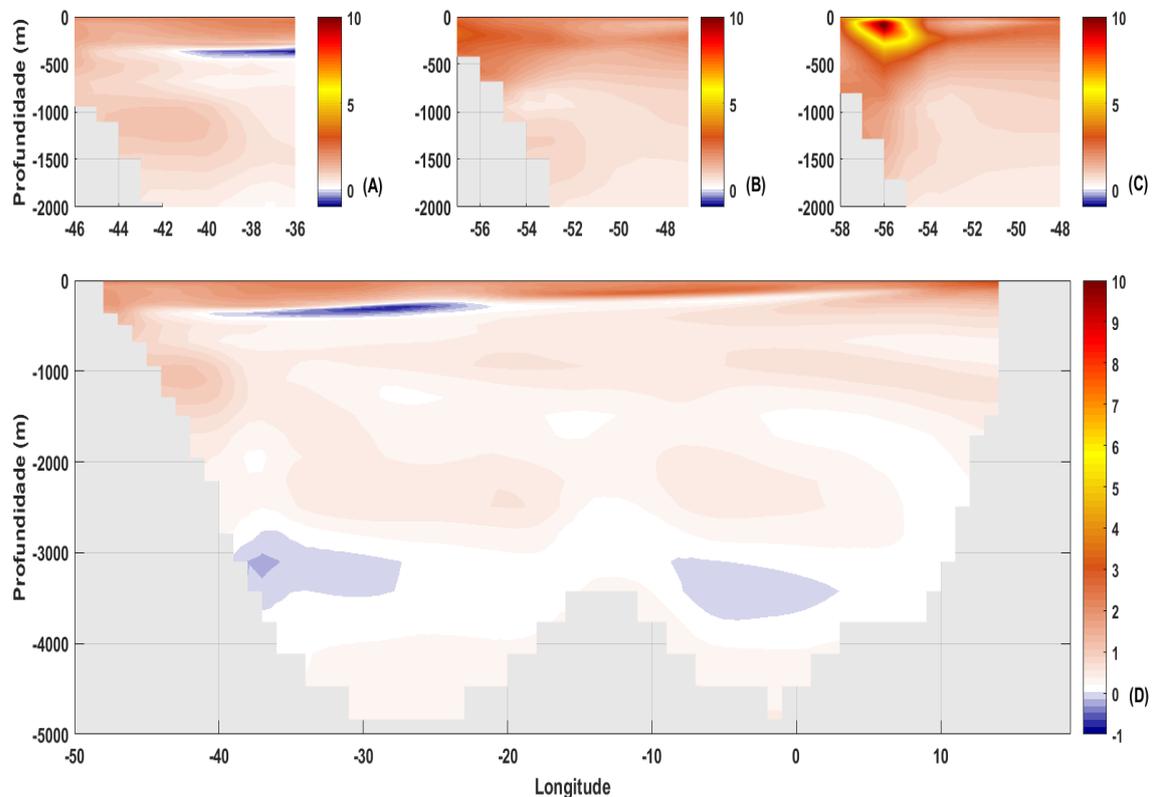


Figura 11: Anomalias de temperatura (RCP8.5(2080 a 2100) - histórico) - °C. (A) anomalias para a seção em 24°S. (B) anomalias para a seção em 35°S. (C) anomalias para a seção em 38°S. (D) anomalias para a seção em 25°S. No eixo x as longitudes e no eixo y as profundidades.

A Figura 11 mostra que as anomalias são maiores nos primeiros 1000m de coluna de água e em maiores latitudes. Em 24°S (Figura 11A) as anomalias atingem o valor máximo de 2,30°C e mínimo de 1,02°C sendo que as anomalias positivas dominam a região avaliada. Já para a seção em 35°S (Figura 11B) as anomalias positivas atingem o

valor máximo de 3,38°C e mínimo de 0,05°C. Nesta seção, as maiores anomalias se concentram acima dos 1000m e a oeste de 50°O.

Em 38°S (Figura 11C) as anomalias positivas atingem 10°C, enquanto que a diminuição foi de 0,03°C. Isso mostra que essa é a latitude com maior alteração térmica. Nesta seção, as maiores anomalias se concentram acima dos 500m e a oeste de 52°O, se desenvolvendo como um núcleo. Essa região de aquecimento concorda com a região de maior magnitude de velocidades meridionais para essa latitude.

A seção em 25°S apresenta anomalias positivas nos primeiros 300m de profundidade em todo o domínio leste-oeste. Esse aquecimento alcança valores de ~3°C. Essa seção apresenta uma configuração da borda oeste similar à seção em 24°S. Nas profundidades maiores que 2000m as anomalias atingem os menores valores e existem regiões onde as anomalias são negativas, mostrando diminuição das temperaturas nessas profundidades.

4.3.1 Anomalias dos fluxos volumétricos e térmicos

Os resultados obtidos para os fluxos do experimento histórico foram comparados com os resultados de fluxo para o experimento RCP8.5 obtidos a partir da mesma metodologia, dessa forma foi possível avaliar as alterações nos padrões de transporte da CB.

Para evidenciar possíveis diferenças, os transportes de cada seção foram subtraídos (RCP8.5 - histórico) entre os experimentos. Na Figura 12A são mostradas as diferenças entre as médias e a respectiva variação percentual tendo por base o transporte no experimento histórico. Também foram geradas as séries temporais de transporte para as seções foco para todo o período avaliado (Figura 12B) que posteriormente foram decompostas espectralmente (Figura 12C). Na Figura 12D é mostrada a diferença (RCP8.5 - histórico) entre os valores de transporte médios mensais.

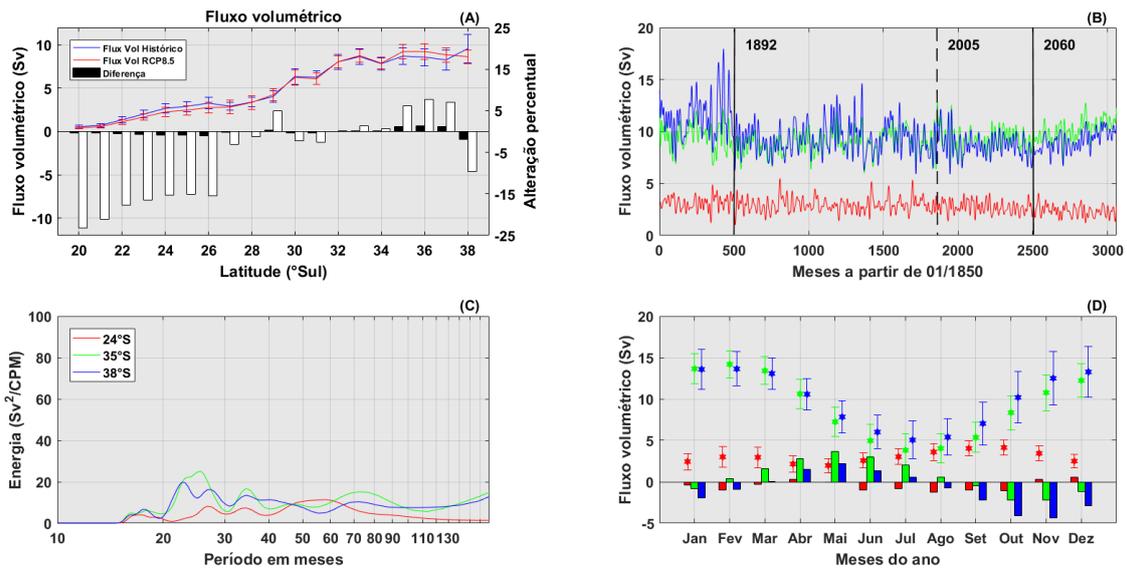


Figura 12: Comparativo entre o fluxo de volumétrico no experimento RCP8.5 e experimento histórico. (A) diferença e diferença percentual (média do transporte histórico = 100%) entre a média do transporte de volume para o experimento RCP8.5 e experimento histórico para cada seção entre 20 e 38°S junto com os respectivos transportes médios de cada seção para cada experimento. Em (B) a série temporal dos valores de transporte mensais a partir de janeiro de 1850 suavizada por meio de um filtro digital do tipo passa baixa com método de diferenças finitas e 98% da energia passando em 17 meses para as seções de 24°S (vermelho), 35°S (verde) e 38°S (azul). Em (C) a decomposição espectral das séries temporais de transporte de volume mostrados em (D) a partir de janeiro de 2005. O *subplot* (D) mostra a diferença mensal entre os valores de transporte (barras) entre as médias do experimento RCP8.5 e experimento histórico. Os hexagramas marcam os valores de transporte para o experimento histórico com os respectivos desvios padrões. As cores vermelho, verde e azul representam as seções em 24°S, 35°S e 38°S.

Os resultados mostrados na Figura 12A indicam que houveram alterações na magnitude do fluxo volumétrico entre os experimentos em todas as seções avaliadas, embora sem uma tendência comum ao longo da região analisada. Entre 20°S a 26°S ocorre redução no transporte, enquanto que entre 27°S e 34°S as diferenças oscilaram entre anomalias positivas e negativas, dificultando o estabelecimento de um padrão. A partir de 35°S as seções apresentam maiores valores positivos de diferença e em 38°S ocorre uma nova redução. A maior diferença é de $\sim 0,9$ Sv para a seção em 38°S e a menor de 0,01 Sv para a seção em 32°S.

A alteração percentual mostra que apesar dos maiores valores de alteração de transporte ocorrerem nas maiores latitudes, percentualmente as maiores alterações são verificadas nas menores latitudes. De 20°S a 26°S as alterações correspondem a até 23%

(20°S) de redução, enquanto que nas seções entre 27°S e 34°S a alteração é da ordem de 5%. Entre 35°S e 38°S as alterações atingem o máximo percentual de 9,6%.

As séries temporais completas (histórico + RCP8.5) para as três seções são mostradas na Figura 12B. Embora ao longo do período modelado o transporte nas altas latitudes é maior do que em 24°S, são ressaltados quatro segmentos com distintos padrões, do mês 0 até o mês 500 (1850 até 1892), do mês 500 até o 1860 (1892 até 2005) e do mês 1860 até o 2500 (2005 até 2060) e de 2500 até o 3060 (2060 até 2105). O primeiro segmento é marcado por picos de transporte para as seções mais ao sul, principalmente em 38°S.

No segundo segmento há uma súbita diminuição dos transportes para as seções em 35°S e 38°S comparado com o período anterior, enquanto ele se mantém constante na seção em 24°S. Neste segmento, as seções em 35°S e 38°S apresentam valores de transporte de mesma ordem de magnitude até o final do experimento histórico no ano de 2005.

O terceiro e quarto segmentos refletem o cenário do RCP8.5. No primeiro deles, a magnitude do transporte diminui para todas as seções, mas, diferente do período anterior, o transporte em 35°S supera aquele em 38°S. No quarto segmento, a tendência de diminuição no transporte se inverte e aumenta para as seções ao sul, mas continua a diminuir para a seção ao norte. Nesse trecho, a seção em 35°S assume maiores valores de transporte que a seção em 38°S, marcando a inversão no padrão de magnitude entre as seções focais.

No experimento RCP8.5 os picos mais energéticos se dão na escala de 22, 27 e 34 meses para a seção de 38°S (Figura 12C), o que corresponde aos períodos interanuais de escala entre 1 e 4 anos. Em relação aos picos energéticos observados para o experimento histórico houve redução na magnitude dos eventos, sobretudo nos maiores períodos (Figura 8C). Essa foi a seção que mais sofreu redução nos valores.

Para a seção de 35°S, há picos no período de 25 e 34 meses, o que representa a escala interanual de 1 a 4 anos, com energia de 25 e 17 Sv²/CPM, respectivamente. Já a seção em 24°S é dominada por eventos de recorrência mais energéticos na escala de 5

anos, marcados por um platô no período de 55 meses. Para essa seção o máximo valor energético espectral foi de 11,3 Sv²/CPM.

Em comparativo com o experimento histórico, as curvas espectrais mostram redução na potência dos eventos para todas as seções na maioria dos períodos, com exceção do período de 25 meses para a seção em 35°S. Enquanto os valores atingem a ordem de 80 Sv²/CPM para a seção de 38°S no experimento histórico, no experimento RCP8.5 esses valores alcançam o máximo de 30 Sv²/CPM. também é observado alteração no período de recorrência dos eventos em escala de meses para todas as seções.

A alteração no padrão de transporte intra-anual é mostrada na Figura 12D. Nos meses associados aos maiores (menores) valores de transporte para cada seção no experimento histórico, houve diminuição(aumento) do transporte no experimento RCP8.5. Essa diferença para a seção de 24°S atinge ~1 Sv e para as seções ao sul, atinge o máximo de 4,3 Sv para 38°S e 3,6 Sv para 35°S. Tal diferença de magnitude corresponde percentualmente a ~20% do transporte para a seção de 24°S e ~40% do transporte para as outras seções.

Embora as maiores alterações ocorram nas seções mais ao sul, as diferenças são igualmente relevantes para todas as seções. O arranjo de alterações indica uma defasagem de aproximadamente três meses entre as máximas alterações e máximos (mínimos) transportes no experimento histórico. Essa nova organização indica perda do sinal sazonal para todas as seções.

Além das avaliações realizadas seguindo a metodologia de Schmid (2016), foi aplicado o método de Pontes (2016) para integração do transporte no contorno oeste do AS. Neste referido estudo o autor utilizou de uma assembleia de resultados do CMIP5 de 19 ESMs para avaliar o transporte de massa do contorno oeste do AS ao longo de diferentes latitudes. Foram integrados os valores de transporte meridional até a profundidade de 1000m, com limite de integração leste marcado por $v=0$. Os resultados obtidos são mostrados na Figura 13.

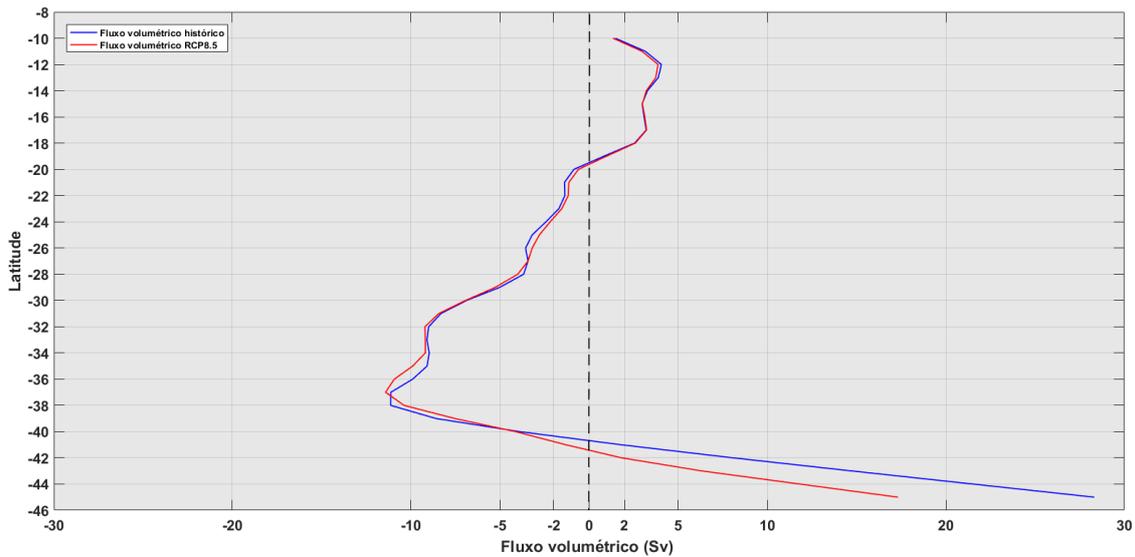


Figura 13: Transporte da borda oeste do AS integrado segundo Pontes (2016) para o experimento histórico e experimento RCP8.5 em Sv. O transporte foi integrado ao longo do transporte na margem oeste do oceano até a profundidade de 1000m tendo como limite longitudinal a velocidade nula para cada seção entre 10°S e 44°S. A linha azul representa os transportes no experimento histórico. A linha vermelha representa os transportes no experimento RCP8.5. A linha preta pontilhada vertical representa o marco zero de transporte. Valores negativos indicam transportes para sul e valores positivos indicam transporte para norte.

Os resultados da Figura 14 mostram que os fluxos em direção sul (negativos), que caracterizam o transporte da CB, são evidentes a partir de 20°S. Para Pontes (2016) esse sinal aparece próximo a 24°S. Entre 20°S e 38°S a CB sofre um incremento contínuo do transporte a uma taxa de $\sim 1,55 \text{ Sv}/^\circ\text{L}$ seguido de uma súbita redução até $\sim 41^\circ\text{S}$, onde o transporte cruza o limiar de 0 Sv. Embora as maiores diferenças são identificadas nas maiores latitudes, entre 40°S e 44°S, existe uma região de diferenças relevantes também entre 32°S e 40°S. Pontes (2016) observou as maiores diferenças entre os experimentos entre 33°S e 43°S.

Análise similar àquela apresentada na Figura 12 é mostrada no contexto do fluxo térmico na Figura 14.

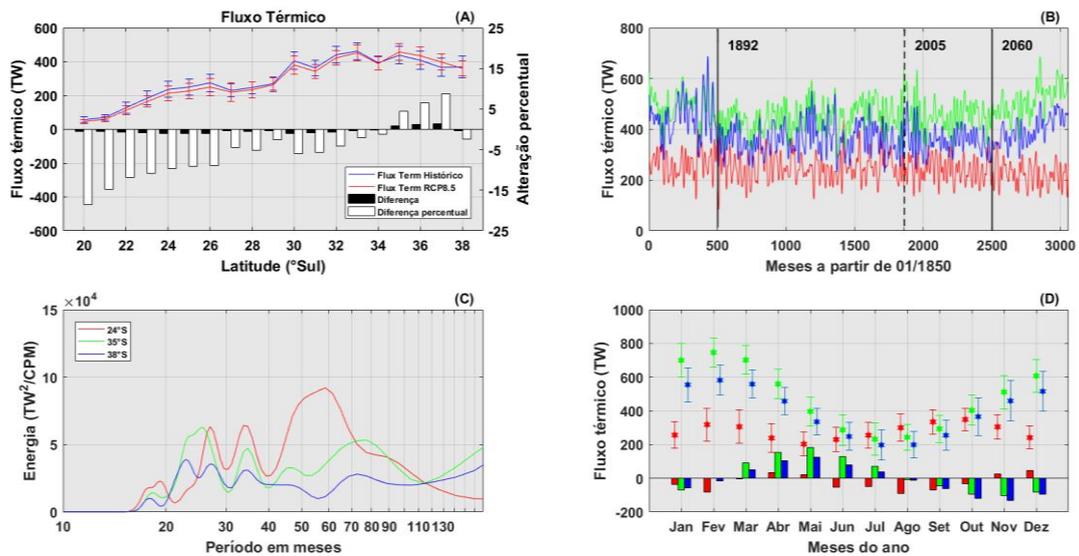


Figura 14: Comparativo entre o fluxo de térmico no experimento RCP8.5 e experimento histórico. (A) diferença e diferença percentual (média do transporte histórico = 100%) entre a média do transporte de energia térmica para o experimento RCP8.5 e experimento histórico para cada seção entre 20 e 38°S junto com os respectivos transportes médios de cada seção para cada experimento. Em (B) a série temporal dos valores de transporte mensais a partir de janeiro de 1850 suavizada por meio de um filtro digital do tipo passa baixa com método de diferenças finitas e 98% da energia passando em 17 meses para as seções de 24°S (vermelho), 35°S (verde) e 38°S (azul). Em (C) a decomposição espectral das séries temporais de fluxo térmico mostrados em (D) a partir de janeiro de 2005. O *subplot* (D) mostra a diferença mensal entre os valores de transporte (barras) entre as médias do experimento RCP8.5 e experimento histórico. Os hexagramas marcam os valores de transporte para o experimento histórico com os respectivos desvios padrões. As cores vermelho, verde e azul representam as seções em 24°S, 35°S e 38°S.

Assim como para o fluxo volumétrico, os resultados mostrados na Figura 14A mostram as alterações na magnitude do fluxo térmico entre os experimentos em todas as seções avaliadas. Diferente do fluxo volumétrico, para o fluxo térmico há uma redução no transporte entre 20°S e 34°S. Entre 35°S e 37°S o transporte aumenta e em 38°S ele reduz novamente. A maior diferença é de ~30 TW para a seção em 36°S e a menor de ~4TW em 34°S.

Similar ao fluxo volumétrico, as maiores alterações percentuais do fluxo térmico ocorrem nas menores latitudes. Em 20°S essa alteração chega a uma redução de ~18% enquanto que o máximo incremento nas altas latitudes chega a ~9% em 37°S.

Da mesma maneira que para o fluxo volumétrico, na Figura 14B as séries temporais completas (histórico + RCP8.5) foram segmentadas em quatro intervalos. O primeiro segmento é marcado por similaridade nos transportes entre as seções em 35°S

e 38°S e distinção da seção em 24°S com maior magnitude de fluxo para as seções mais ao sul.

No segundo segmento há uma súbita diminuição dos valores de fluxo para as seções mais ao sul comparados com o período anterior, enquanto a magnitude se mantém para a seção em 24°S. Neste segmento a seção em 35°S se diferencia da seção em 38°S por apresentar fluxo térmico mais elevado. Os padrões de oscilação se mantêm constantes até o final do experimento histórico no ano de 2005.

O terceiro e quarto segmentos pertencem ao experimento RCP8.5. Em relação ao segundo segmento, as seções em 35°S e 24°S mostram uma sutil tendência de aumento e diminuição no fluxo volumétrico, enquanto que o transporte na seção em 38°S se mostra estável.

No quarto segmento são mostradas tendências de alteração mais evidentes, isto é, aumento no transporte para as seções em 35°S e 38°S e diminuição para a seção em 24°S. Neste segmento a seção em 35°S apresenta os maiores máximos de transporte dentre todas as séries temporais, sobretudo no final do experimento RCP8.5. Para as seções em 24°S e 38°S é observado que há redução na frequência dos eventos de máximos e mínimos bem como redução na amplitude dos valores.

No experimento RCP8.5 os picos de fluxo mais energéticos ocorrem na escala de 27, 34 e ~60 meses para a seção de 24°S (Figura 14C), o que corresponde aos períodos interanuais de escala entre 2, 3 e 5 anos. Em relação aos picos energéticos observados para o experimento histórico houve redução da energia dos eventos de $\sim 9 \times 10^4$ TW²/CPM na escala de ~40 meses e aumento da energia dos eventos de $\sim 2,5 \times 10^4$ TW²/CPM na escala de 60 meses.

Para a seção em 35°S foi observado manutenção da energia dos eventos em escala interanual de 2 e 3 anos, marcado no período próximo a 25 meses e redução da energia dos eventos em escala de 6 a 7 anos de $\sim 4 \times 10^4$ TW²/CPM marcado pelos períodos na escala de 70 e 80 meses. A seção em 38°S foi a que mais se diferenciou entre os experimentos. Nela, houve redução na potência dos eventos em todos os períodos de pico caracterizados no experimento histórico. As maiores reduções foram

em 40 e 100 meses, onde as diferenças de energia alcançam respectivamente $\sim 10 \times 10^4$ TW²/CPM e $\sim 7 \times 10^4$ TW²/CPM.

A alteração no padrão de transporte intra-anual é mostrada na Figura 14D. Nos meses associados aos maiores(menores) valores de transporte para cada seção no experimento histórico, houve diminuição(aumento) do transporte no experimento RCP8.5, semelhante ao padrão observado para o fluxo volumétrico. A maior diferença atinge 180 TW para a seção em 35°S no mês de maio e ~ 5 TW para a seção em 24°S no mês de março. Esses valores correspondem respectivamente a uma alteração de $\sim 50\%$ para 35°S e $\sim 1,3\%$ para 24°S.

O arranjo de alterações indica uma defasagem de aproximadamente três meses entre as máximas alterações e máximos(mínimos) transportes no experimento histórico, como para o fluxo volumétrico (Figura 12D). Essa nova organização sugere a perda do sinal sazonal para todas as seções. As maiores alterações ocorrem nas maiores latitudes, onde a magnitude dos valores de fluxo térmico é próxima em determinados meses do ano, sobretudo no período de inverno e primavera no HS. Assim, as alterações observadas neste experimento RCP8.5 aproximam ainda mais os valores de fluxo térmico entre as latitudes.

Para avaliação do escoamento em maior escala espacial foram obtidos os valores de fluxo de calor para a seção transoceânica em 25°S seguindo a metodologia de Sancho (2015) a partir do uso da Equação 2 (Figura 15). Os limites utilizados foram as bordas oceânicas e diferentes profundidades.

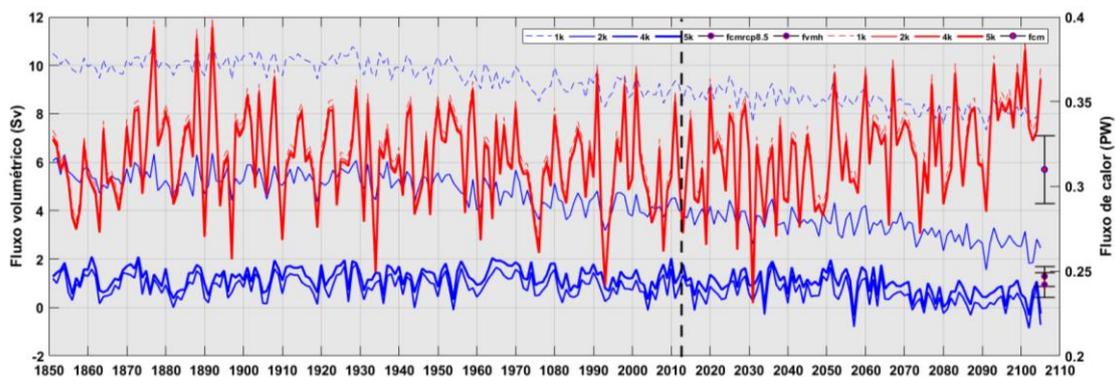


Figura 15: Séries temporais de fluxo líquido de massa e fluxo de calor na seção de 25°S de acordo com o critério de Sancho (2015) para os experimentos histórico e RCP8.5. Nessa seção foram integradas até diferentes profundidades as variáveis de acordo com as Equações 1 e 2. As linhas azuis marcam o fluxo

de massa (Sv) e as linhas vermelhas indicam o fluxo de calor (PW) através da seção. A legenda indica a profundidade limite de integração para cada curva onde 1k = 1000m, 2k = 2000m, 4k = 4000m e 5k = 5000m. A linha preta pontilhada indica o ano de 2005, marcando o final do experimento histórico e o início do experimento RCP8.5. As barras verticais indicam as médias do experimento histórico e RCP8.5 para o fluxo de calor (círculo vermelho com borda azul) e do experimento histórico (círculo azul com borda vermelha superior) e RCP8.5 (círculo azul com borda vermelha inferior).

As médias para o fluxo de calor e volume para o experimento histórico utilizando a profundidade de 5000m são respectivamente 0,31 PW e 1,30 Sv, indicando fluxos para norte. A correlação entre as curvas de fluxo volumétrico e fluxo de calor é baixa com $R=0,20$ ($p<0,05$). Esse resultado contrasta com aquele obtido por Sancho (2015) que avaliou uma seção em 25°S e obteve os valores de -0,38 Sv e 0,72 PW para o ano de 2000 utilizando resultados do Climate Model 2.1 para o experimento equivalente ao experimento histórico do CMIP5.

A similaridade entre as curvas de fluxo de calor para diferentes profundidades de integração mostra que o fluxo de calor se concentra nos primeiros 1000m da coluna de água. O fluxo volumétrico apresenta um padrão diferente. Indicando a relevância da profundidade de integração na obtenção dos resultados. Quanto mais profundo o limite de integração menor o fluxo líquido de volume na seção em 25°S. Esse resultado aponta a importância das correntes subsuperficiais no balanço de transporte nesta seção.

Para o fluxo de calor as curvas apresentam estabilidade ao longo do experimento. Porém, a partir de 2050 existe uma tendência pronunciada de elevação dos valores de fluxo de calor. O fluxo volumétrico apresenta tendências diferentes de acordo com a profundidade usada no limite de integração, mas de forma semelhante ao fluxo de calor, as curvas com limites de 4000 e 5000m de profundidade mostram tendência a alteração de transporte em todo o experimento RCP8.5, sendo essa tendência mais pronunciada a partir de 2050.

Diferente do fluxo de calor, o fluxo volumétrico mostra tendências a redução. Sancho (2015) encontrou uma variação similar a partir de 2050 para o fluxo volumétrico. Entretanto, encontrou também redução nos valores de fluxo de calor.

Enquanto o fluxo de massa no experimento histórico foi em média de $1,30 \pm 0,4$ Sv, no experimento RCP8.5 esse valor se reduz a $0,940 \pm 0,51$ Sv utilizando a profundidade de 5000m, indicando que houve diminuição do fluxo de massa entre os

experimentos. Para o fluxo de calor, a média do experimento histórico foi de $0,31 \pm 0,02$ PW. Esse valor se mantém no experimento RCP8.5 apesar das tendências de incremento a partir de 2050, com alterações apenas na terceira casa decimal.

As curvas mostram grande variação interanual e as regressões lineares dos transportes indicam a tendência da ordem de $-0,0002$ Sv/ano e $4,8 \cdot 10^{-5}$ PW/ano no experimento histórico. Ao final do experimento essas mudanças podem somar $0,51$ Sv e $0,03$ PW, o que caracteriza uma tendência pequena. Porém, as tendências do experimento RCP8.5 foram de $-0,008$ Sv/ano e $0,0004$ PW/ano, culminando na alteração de $0,8$ Sv e $0,04$ PW. Esses valores indicam que as tendências no experimento RCP8.5 são mais elevadas que no experimento histórico.

5. DISCUSSÃO

Distintamente das avaliações realizadas por Nobre (2013) e Veiga (2019) que observaram que as simulações do BESM-OA2.5 representam os principais modos de oscilação atmosférica que governam o sistema terrestre e o estado médio da MOC. Neste estudo foram avaliados alguns parâmetros oceânicos de larga escala que ainda não haviam sido contemplados pelos estudos climáticos utilizando esses resultados.

Os resultados do modelo desenvolvido para a componente oceânica da simulação de larga escala foram comparados com os principais estudos que descrevem os padrões climatológicos e estudos que avaliam as componentes de circulação superficial do contorno oeste com outros modelos.

O BESM representa de forma muito similar os resultados de circulação de larga escala encontrados por Stramma & England (1999) para todos os níveis avaliados. O padrão de escoamento foi bem representado apesar das baixas velocidades representadas pelo modelo. No entanto, essa característica é inerente à resolução espacial do modelo. Veiga (2019) observou que os principais parâmetros atmosféricos sobre o AS são bem representados pelo BESM. Sendo assim, é de se esperar que os padrões de circulação de larga escala governados pelo vento também fossem bem representados.

As maiores diferenças no padrão de escoamento observadas ao sul de 40°S estão associadas à porção norte da CAS, onde existem velocidades intensas na direção norte-sul em ambos os sentidos na porção central do oceano. Como esse resultado não foi observado em estudos anteriores, é possível que ele reflita a baixa resolução do modelo a partir de 45°S até os polos, resultando em uma representação inadequada dos efeitos dinâmicos da frente que se estabelece nessa porção. Porém, como os resultados apresentados são médias, essa configuração pode ser reflexo de um sinal que não representa a complexidade da região mesmo dentro da realidade do modelo. Da mesma forma, as diferenças entre as velocidades apresentadas pelo modelo e as velocidades encontradas para a CB em outros estudos com dados estimados diretamente são

justificadas pela negligência de efeitos de meso-escala por parte do modelo. Esses efeitos são sobretudo importantes para o escoamento no contorno oeste.

Em profundidade, as seções focais representam o escoamento compatível com o observado por Evans & Signorini (1985), Pontes (1995), Piola (2017) e Piola (2020) em termos de disposição espacial. Na seção em 24°S a CB apresentou maior largura do que o descrito em estudos pretéritos. Essa observação está relacionada à aplicação de média sobre todo o período histórico. A média graduou os valores de velocidade referentes à CB em diferentes períodos do ano como um estado médio. Assim, a oscilação de posição leste-oeste foi graduada como um escoamento médio. Embora espacialmente bem representadas, as velocidades em perfil vertical também foram subestimadas. Isso pode ser atribuído à baixa resolução espacial do modelo que é incapaz de representar adequadamente o processo de aceleração das correntes de contorno oeste.

Avaliadas as temperaturas em diferentes níveis de profundidade, as divergências observadas entre os resultados do BESM e os dados *in situ* ocorreram sobretudo na região da CBM e nos níveis mais rasos. Deser (2010) aborda a região superficial como a mais dinâmica em relação ao comportamento da temperatura dos oceanos. A diferença na região da CBM pode ser atribuída à retenção de energia por conta do modelo. Piola (2017) aponta que essa região é uma das mais dinâmicas do planeta em termos de frentes oceânicas e vórtices. Por conta da baixa resolução do modelo a energia fica retida na região e dificultando a mistura, o que ocasiona as altas anomalias.

As maiores diferenças nas menores profundidades podem ser atribuídas aos erros regionais na representação da TSM já apontados por Nobre (2013) na primeira versão do BESM e também pelo IPCC através do relatório especial sobre os oceanos. Essas diferenças, entretanto, não desqualificam os resultados do modelo. Os diagramas TS apresentaram configuração similar ao encontrado por estudos correspondentes em cada latitude. Os padrões de larga escala do empilhamento de massas de água foram representados em acordo com Stramma & England (1999). Além disso, as curvas para 35°S e 38°S mostraram a influência de águas continentais e circumpolares de acordo com o observado por Piola (2017) por meio de dados *in situ*.

O modelo apresentou o empilhamento característico das massas de água no AS de forma distinta para cada seção, indicando compatibilidade com os processos de mistura naturais que ocorrem nas massas de água. Os processos de mistura foram evidenciados por meio do sinal da AT em 24°S que se perdeu nas maiores latitudes e também, pela presença do sinal de águas circumpolares nas latitudes de 35°S e 38°S que foi perdido em 24°S. As curvas estão dentro dos índices compilados por Silveira (2000), conferindo confiança aos resultados do modelo.

Diferente do resultado reportado por Pontes (2016) para a assembleia de resultados dos modelos avaliados, o BESM representou o início da CB em uma posição mais compatível com o estudo de Soutelino (2008), em aproximadamente 18°S, indicando que a metodologia utilizada neste estudo é adequada aos dados do modelo.

Por outro lado, Nobre (2013) indicou erros sistemáticos na representação da TSM e precipitação do modelo BESM-OA2.3 que são similares a outros modelos de representação global. Veiga (2019) indicou melhorias do BESM-OA2.5 em relação à versão anterior, mostrando representação adequada das principais variabilidades globais de larga escala, de forma particular no AS como a AMOC e o AMM. Bilbao (2019) mostrou que há concordância entre resultados *in situ* de temperatura vertical do oceano e os resultados expostos pelos modelos do CMIP5 no experimento histórico.

Embora as velocidades tenham sido subestimadas, o transporte foi bem representado ao longo das latitudes. Entre 20°S e 32°S o gradiente de incremento de transporte obtido foi similar ao obtido a partir do compilado exposto por Schmid (2018) e, da mesma forma, os transportes concordaram com estimativas pretéritas para as respectivas latitudes. Os valores de transporte foram bem representados por conta do balanço entre velocidades e a área perpendicular ao escoamento médio.

Ao sul de 32°S os valores de transporte foram menores que o observado por outros autores, como a própria Schmid (2018), Piola (2017) e Piola (2020). Schmid (2018) aponta que a evolução do transporte da CB nas altas latitudes é devida, em parte, ao aporte da Corrente de Retorno do Brasil (CRB), que retroalimenta a CB e a CBM.

Novamente, essa diferença pode ser associada às características de resolução espacial do modelo que não permitiriam a representação desta feição em particular.

Ao longo do experimento histórico foram observados picos de transporte mais energéticos em escala interanual que variaram entre um e cinco anos para as seções focais. Schmid (2018) encontrou a dominância de eventos semianuais e interanuais para as três seções, enquanto Piola (2020) reportou o mesmo para uma seção em 35°S. As diferenças podem ser explicadas pela aplicação do filtro do tipo passa baixa que suprimiu das séries temporais e da avaliação espectral os picos de maior frequência, sobretudo em escala semianual, todavia, a importância da variação sazonal foi observada por meio dos transportes médios em cada mês do ano.

O modelo representou a variação sazonal típica da CB entre os períodos de verão e inverno nas seções mais ao sul e sinal de dois máximos e mínimos na seção ao norte. Schmid (2018) não observou um sinal sazonal claro para a CB em 38°S e atribuiu isso a elevada variação devido à dinâmica da região da CBM. Neste estudo, o estado climático foi representado de maneira mais estática, o que tornou possível a percepção de um sinal sazonal forte nessa seção.

As oscilações em escala interanual de 2 a 4 anos podem ser relacionadas aos eventos de oscilação climática global como El Niño, que recorre com escala similar e influenciam o padrão de escoamento da CB tanto na região de formação quanto na região de confluência.

A comparação entre os resultados utilizando a metodologia de Schmid (2019) e Pontes (2016) indicou diferenças nos valores de transporte sobretudo nas maiores latitudes. Essa diferença é atribuída ao limite de integração 200m superior utilizado por Pontes (2016). Schmid (2019) atribui ~19% do transporte da CB entre 400 e 800m e essa contribuição foi ainda menor entre 800 e 1000m, alcançando cerca de 10%.

O fluxo térmico apresentou características semelhantes ao fluxo volumétrico. O modelo representou o incremento latitudinal de transporte a um gradiente compatível com o fluxo volumétrico. Da mesma forma, os picos de maior energia relacionados ao fluxo térmico foram de escala semianual e interanual. Essa relação é esperada por conta

da influência da velocidade nos fluxos advectivos calculados pelas Equações 1 e 2. A relação próxima entre os transportes de volume e calor foi observada por Garzoli (2013).

Uma diferença observada foi a ordem de magnitude próxima entre os fluxos das seções focais, onde a seção em 24°S apresentou valores de fluxos que foram superiores às seções mais ao sul. Embora a velocidade seja a variável governante na Equação 1, na Equação 2 a temperatura é de relevância secundária. Em 24°S as temperaturas da coluna de água são mais elevadas, sobretudo dentro dos limites de integração utilizados. Isso contribui para os maiores valores de fluxo térmico nesta seção apesar dos menores valores de fluxo volumétrico dentre as seções focais.

A relevância da temperatura também pode ser observada no comportamento semianual dos fluxos térmicos. Como no fluxo volumétrico, existe um comportamento sazonal diferente para as seções ao sul e a seção ao norte. No inverno, os valores de fluxo térmico para a seção em 24°S ultrapassam os valores para as seções em 35°S e 38°S. Isso ocorre porque nas altas latitudes a alteração de temperatura entre as estações do ano é mais elevada. Dessa forma, a perda de calor no inverno afeta mais o fluxo térmico nas seções ao sul.

Visto o padrão de escoamento e de variação espacial das temperaturas representado pelo modelo, foram avaliados os primeiros resultados de fluxo térmico advectado pela CB utilizando um ESM. Os valores da ordem de 10^3 TW, ou simplesmente, 10^{-1} PW para as seções focais concordam com estimativas realizadas por outros autores em termos de seções transoceânicas, como Sancho (2015) em 25°S e Garzoli (2013) 35°S. Esse resultado era esperado já que Bryan (1962) apontou a importância das Correntes de Contorno Oeste no transporte advectivo de massa e energia do equador para os polos e balanço global de energia.

Nas avaliações dos fluxos para o contorno oeste, representado pelas seções em 24°S, 35°S e 38°S, ficou evidente a relação entre os fluxos volumétrico e térmico. Essa similaridade foi notada pela semelhança entre os padrões dos parâmetros avaliados. Garzoli (2013) encontrou correlação significativa entre os fluxos volumétrico e térmico para uma seção transoceânica em 35°S. Já neste estudo, foi encontrada uma baixa correlação entre os fluxos para a seção em 25°S.

O fluxo volumétrico apresentou dependência da profundidade de integração enquanto o fluxo térmico se concentrou acima dos 1000m de profundidade. Garzoli (2013) e Sancho (2015) avaliaram em níveis fixos e não perceberam essa relação. A dependência da profundidade para o fluxo térmico é atribuída à contribuição da DWBC que transporta APAN. O transporte dessa corrente para sul abaixo de 1000m causa a diminuição dos valores no balanço líquido de fluxo para norte a seção em 25°S quando considerada na integração.

Em contrapartida, o balanço do fluxo de calor não apresenta alteração significativa com o aumento dos limites de integração. Isso porque as maiores temperaturas são encontradas acima dos 500m, fazendo com que abaixo dos 1000m o incremento do transporte de calor seja ínfimo. Apesar da contribuição do fluxo volumétrico da DWBC a temperatura acima dos 1000m é dominante.

Sancho (2015) e Pontes (2016) encontraram fluxo de massa para sul e Sancho (2015) verificou o fluxo de calor para norte na seção em 25°S. Os resultados para o fluxo volumétrico se diferenciam deste estudo em magnitude e sentido. Já os valores de fluxo de calor concordam em sentido. As diferenças de direção dos fluxos volumétricos podem ser justificadas pela representação dos fluxos para norte na região referente à CBg e à região central do AS. No BESM é representado um fluxo norte contínuo acima de 1000m enquanto nos resultados de Sancho (2015)¹ esse fluxo é interrompido e ocupa uma menor área. Essa influência superficial pode ser verificada a partir da avaliação das curvas de transportes de acordo com a profundidade que indicam que os fluxos para sul da CB + DWBC + Corrente de Angola transportam menos volume que CCI + CCP + CBg. Da mesma forma, a metodologia de Pontes (2016) excluiu a porção central do AS, o que causou a diferença entre os valores observados neste estudo.

Esse mecanismo também justifica o fluxo de calor para norte já que a maioria do transporte ocorre acima dos 1000m, onde os fluxos meridionais para norte superam os

¹ Vale ressaltar que Sancho (2015) utilizou o ano de 2000 do seu equivalente ao experimento histórico como estado médio. Em seu estudo foram mostrados valores de fluxo volumétrico oscilando positivamente no século XXI. Neste estudo foi aplicada a média de todo o período histórico, o que é mais adequado para um estado climático.

fluxos meridionais para sul. De fato, Veiga (2013) também encontrou valores de fluxo para norte mais intensos em $\sim 25^{\circ}\text{S}$ que os fluxos para sul ao avaliar o escoamento médio da AMOC.

Na avaliação do cenário RCP8.5, foram observadas alterações entre os experimentos no escoamento da CB e nas temperaturas oceânicas representadas pelo BESM. Igualmente, Nobre (2013), Sancho (2015), Pontes (2016) e Sen Gupta (2021) também descreveram alterações no padrão de tensão do vento, velocidades meridionais, escoamento de correntes e calor armazenado no AS. Foi observado um aumento significativo de temperatura em todas as seções avaliadas. Esse resultado é esperado, pois reflete a alteração da forçante radiativa ao longo do experimento RCP8.5 e as consequências para o balanço de calor nos oceanos. Nobre (2013) e Sancho (2015) apontam para o acúmulo de calor nos oceanos e para a alteração da temperatura principalmente nas primeiras centenas de metros da coluna de água decorrente das alterações climáticas.

Assim como nos trabalhos de Pontes (2016) e Sen Gupta (2021) foram observadas alterações distintas nos fluxos nas seções em 24°S , 35°S e 38°S . As alterações encontradas no BESM reproduziram o mesmo padrão obtido pelos dois estudos em assembleia de mais de 20 diferentes ESMs. Essa concordância de resultados qualifica as alterações mostradas pelo BESM como coerentes e permite a sugestão que, embora não avaliadas, as alterações do escoamento oceânico se relacionam à alterações do padrão de escoamento do vento de larga escala em orientação leste-oeste, como concluem ambos autores.

As alterações nos padrões de escoamento levaram a alterações no fluxo volumétrico e fluxo térmico transportados pela CB. As maiores alterações são observadas a partir da metade do experimento RCP8.5. Para este experimento, a década de 50 é o marco quando as alterações da forçante radiativa lideram a alteração de $\sim 2^{\circ}\text{C}$ na temperatura média global (COLINS et al., 2013). Esse limiar é indicado pelo IPCC como marco para as alterações climáticas globais por conta dos efeitos sobre as estruturas climáticas, inclusive nos oceanos e criosfera (IPCC, 2019). Esse efeito também pôde ser observado em escala sazonal, onde a diferença entre máximos e mínimos de transporte foram reduzidas no experimento RCP8.5.

As alterações no padrão de fluxo foram mascaradas pela aplicação da média para todo o período histórico. Entretanto, no final do século XXI as tendências são evidentes e concordam com as alterações encontradas por Pontes (2016) e Sen Gupta (2021). Apesar do aumento de temperatura em todas as seções, o fluxo volumétrico e térmico são controlados pelas alterações nas velocidades meridionais.

Semelhante à redução observada para a seção em 24°S, a seção transoceânica apresentou reduções nas velocidades meridionais sobretudo no contorno oeste do oceano. Resultado semelhante foi observado por Sancho (2015). Embora a APAN apresente redução no escoamento, a redução do fluxo volumétrico para norte pode ser atribuída à soma dos osciladores das correntes superficiais.

A redução das velocidades na região de escoamento da APAN, bem como das velocidades superficiais, indica enfraquecimento da AMOC (VEIGA, 2013; SANCHO, 2015; REINTGES, 2017). Essa autora observou que as alterações no balanço entre os fluxos volumétricos nas passagens oceânicas do AS levam a um acúmulo de energia e ocasiona aumento do calor retido. Esse resultado concorda com o aumento dos valores de fluxo de calor expostos neste estudo apesar da redução no fluxo volumétrico a partir de 2060.

Assim, é possível afirmar de forma análoga que as alterações nos padrões de escoamento superficial da borda oeste são forçadas pelo regime de escoamento dos ventos e o transporte pela seção em 25°S é relacionado ao aporte de volume através da Passagem de Drake e Passagem Indo-Atlântica apesar da redução observada no escoamento da APAN.

6. CONCLUSÕES

Com a obtenção e avaliação dos resultados deste estudo é possível concluir que o BESM-OA2.5 representa de forma satisfatória o escoamento de larga escala da CB em relação à sua origem, seu percurso ao longo da costa da América do Sul e a região de confluência com a CM. A temperatura representada no modelo mostra diferenças elevadas entre o estado médio do modelo e dados *in situ* sobretudo nos primeiros níveis de profundidade, erro que é típico de ESMs. Contudo, foi obtida uma representação adequada do empilhamento das principais massas de água e seus respectivos índices termohalinos no AS, bem como dos efeitos de mistura sofrido ao longo das latitudes.

Embora as velocidades tenham sido subestimadas pelo modelo, a forma e a profundidade da corrente permitiram a obtenção de valores de transporte similares aos descritos em literatura, além dos principais períodos de oscilação sazonal e interanual da CB. Na seção transoceânica foi observado um fluxo líquido de volume para norte da ordem média de $\sim 1,3$ Sv, exportando calor para norte.

Os primeiros valores de fluxo térmico obtidos para a CB utilizando um ESM foram de ordem compatível com o escoamento de larga escala do AS com ordens de $\sim 0,1$ PW para as seções avaliadas. O fluxo térmico nas seções foco do escoamento do contorno oeste mostraram padrão semelhante ao fluxo volumétrico. Na seção transoceânica foi calculado um fluxo que exporta calor para norte na média de $\sim 0,3$ PW. Dessa forma é possível concluir que o fluxo de calor é bem representado pelo BESM-OA2.5 na região de interesse deste estudo.

A grande novidade deste estudo, no entanto, foi a utilização do cenário RCP8.5 para verificação das alterações do fluxo em comparação ao experimento histórico. Foi observado que o fluxo térmico da CB se intensifica no final do século XXI para as seções ao sul de 34° S e reduz para as seções a norte. Padrão semelhante foi observado no fluxo volumétrico. Essa alteração é ocasionada pelas alterações nos padrões de circulação da CB e aumento das temperaturas mostradas no modelo. Na seção transoceânica ocorre diminuição do fluxo volumétrico por conta da diferença verificada sobretudo no escoamento superficial. É observada redução no escoamento da AMOC

marcada pela redução do escoamento da APAN e aquecimento das águas do AS. Em contrapartida, ocorre um aumento do fluxo de calor para norte ao longo da seção em 25°S relacionado ao aumento de temperatura no oceano.

7. ESTUDOS FUTUROS

Este foi o primeiro estudo que avaliou a componente oceânica do BESM com foco no escoamento de correntes. Obtidos os bons resultados, tem-se uma ferramenta adequada à luz do estado da arte da ciência das mudanças climáticas.

Os resultados contemplam simulações até o ano de 2105 e podem trazer informações relevantes para a sociedade em relação às alterações do clima. Para isso, se mostra necessário uma redução da grade de resolução do modelo por meio de um downscaling dinâmico para que os resultados possam ser melhorados e utilizados em escala regional. Além do downscaling, as parametrizações entre a interface ar-mar devem ser aprimoradas para que os erros nas camadas superficiais sejam reduzidos.

Junto com a Austrália, o Brasil é um dos dois países do Hemisfério Sul que detém essa tecnologia e capacidade computacional para manter um ESM em funcionamento. Essa conquista foi o resultado do vasto investimento em ciência e tecnologia segundo Miguel (2019) e deve ser utilizada para alcançar o bem comum.

A fim de guiar futuros estudos, ficam as seguintes perguntas e sugestões:

- 1- Qual seria a diferença de uma abordagem lagrangeana para obtenção do fluxo térmico da CB, obtendo os valores transportados com base na diferença de temperatura entre dois pontos diferentes?
- 2- Desenvolver o downscaling do modelo de forma dinâmica e apropriada com inserção de esquemas que permitam o desenvolvimento de ondas oceânicas. Também a inserção de esquemas que melhorem a interação entre ar-mar por meio do fluxo de massa e energia a fim de reduzir os erros térmicos nos níveis superiores.

O aprimoramento do modelo no sentido de redução da escala e melhoramento da interação entre as componentes pode gerar conhecimento local sobre influência de variáveis climáticas e permitir adaptação às mudanças do clima, atribuindo segurança e qualidade de vida à sociedade.

8. REFERÊNCIAS

BILBAO, R. A. F.; GREGORY, J. M.; BOUTTES, N.; PALMER, M. D. and STOTT, P. Attribution of ocean temperature change to anthropogenic and natural forcings using the temporal, vertical and geographical structure. **Climate Dynamics** (2019) Vol. 53, Pag. 5389–5413

BOEBEL, O., SCHMID, C., ZENK, W. 1997. Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise, **Journal of Geophysical Research**, 102, 20967–20986.

BRYAN, K. 1962. Measurements of Meridional Heat Transport by Ocean Currents. **Journal of Geophysical Research**, 67(9), 3403–3414.

BRYDEN, H. L. & IMAWAKI, S. 2001. Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean. **International Geophysics**. Vol. 77. Cap. 6.1. Pag. 455-474.

CALADO, L., SILVEIRA, I. C. A. 2001. Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da corrente do Brasil, ao largo do Sudeste Brasileiro. **Universidade de São Paulo**, São Paulo, 2001.

CAMPOS, E. J. D., GONÇALVES, J. E., IKEDA, Y. 1995. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight – summer of 1991. **Journal OF Geophysical Research**. Vol. 100, pp. 18537-18550.

Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichet, P. Friedlingstein, X. Gao, W.J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A.J. Weaver and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. **Cambridge University Press**, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

DESER, C.; ALEXANDER, M. A.; XIE, S.P., and PHILLIPS, A. S. 2010. Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. **Annual Review of Marine Science**. 2010. 2:115-143.

FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. Y.; GRELL, G. A.; MORRISON, H.; BARROS, S. R. M.; FERNANDEZ, J. P. R.; RAMIREZ, E.; SIQUEIRA L.; LUZIA, G.; SILVA, J.; SILVA, J. R.;

PENDHARKAR, J.; CAPISTRANO, V. B.; ALVIM, D. S.; ENORÉ, D. P.; DINIZ, F. L. R.; SATYAMURTI, P.; CAVALCANTI, I. F. A.; NOBRE, P.; BARBOSA, H. M. J.; MENDES, C. L.; and PANETTA, J. 2016. The Brazilian Global Atmospheric Model (BAM): Performance for Tropical Rainfall Forecasting and Sensitivity to Convective Scheme and Horizontal Resolution. **Weather Forecasting**. Vol. 31. 1547 - 1472.

GARFIELD, N. 1990. The Brazil Current at subtropical latitudes, PhD thesis, **University of Rhode Island**, Rhode Island, 1990.

GHISOLFI, R. D.; SILVA, M. P.; SANTOS, F. T.; SERVINO, R. N.; CIRANO, M.; THOMPSON, F. L. 2015 .Physical Forcing Mechanisms Controlling the Variability of Chlorophyll-a over the Royal-Charlotte and Abrolhos Banks—Eastern Brazilian Shelf. **PLoS ONE** 10(2): e0117082.

GONI, G. J. & WAINER, I. 2001. Brazil Current front dynamics from altimeter data. **Journal of Geophysical Research**. 106, 31,117–31,128.

GONI, G. J., BRINGAS, F. e DINEZIO, P. N. 2011. Observed low frequency variability of the Brazil Current front, **Journal of Geophysical Research**. 116(C10037).

GORDON, A. L. & GREENGROVE, L. C. 1986 Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. **Deep-Sea Research**., Vol. 33, 573–585.

GRIFFIES, S. M. 2012. Elements of the Modular Ocean Model (MOM). Manual - NOAA - **Geophysical Fluid Dynamics Laboratory**. Princetown, USA.

IPCC, 2013. STOCKER T.F.; QIN, D.; PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S.K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V. and MIDGLEY, P.M.. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Cambridge University Press**, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

IPCC, 2018. MASSON-DEKMOTTE, V.; P. ZHAI; H.-O. PORTNER; D. ROBERTS; J. SKEA; P.R. SHUKLA; A. PIRANI; W. MOUFOUMA-OKIA; C. PÉAN; R. PIDCOCK; S. CONNORS; J.B.R. MATTHEWS; Y. CHEN; X. ZHU; M.I. GOMIS; E. LONNOY; T. MAYCOCK; M. TIGNOR; and T. WATERFIELD. Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. **World Meteorological Organization**, Geneva, Switzerland, 32 pp.

IPCC, 2019. PORTNER, H.-O.; ROBERTS, D.C.; MASSON-DELMOTTE, V.; ZHAI, P.; TIGNOR, M.; POLOCZANSKA, E.; MINTENBECK, K.; ALEGRÍA, A.; NICOLAI, M.; OKEM, A.; PETZOLD, J.; RAMA, B.; WEYER, N.M. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. **In press**.

MANN, M. E., ZHANG, Z., HUGHES, M. K., BRADLEY, R. S., MILLER, S. K., RUTHERFOD, S., & NI, F. (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. **Proceedings of the National Academy of Sciences**. Vol. 105(36), Pag. 13252–13257.

MATANO, R. P. 1993. On the Separation of the Brazil Current from the Coast, **Journal of Physical Oceanography**. Vol. 23, 79–89.

MEINSHAUSEN M.; SMITH S. J.; CALVIN K.; DANIEL J. S.; KAINUMA M. L. T.; LAMARQUE J. F.; MATSOMOTU K.; MONTZKA S. A.; RAPER S.; RIAHI K.; THOMSON, A.; VELDEERS, G. J. M. & van Vuuren, D.P. P. 2011. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. **Climatic Change**. Vol. 109: 213–241.

MIGUEL, J. C. H.; MAHONY, M. and MONTEIRO, M. S. A. 2019. A “Geopolítica infraestrutural” do conhecimento climático: o Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre e a divisão Norte-Sul do conhecimento. **Sociologias**, Porto Alegre. n. 51 p. 44-75.

NOBRE, P.; SIQUEIRA, L. S. P.; DE ALMEIDA, R A. F.; MALAGUTTI, M.; GIAROLLA, E.; CASTELÃO, G. P.; BOTTINO, M. J.; KUBOTA, P.; FIGUEROA, S. N.; COSTA, M. C.; BAPTISTA JR. M.; IRBER JR., L. and MARCONDES, G. G. 2013. Climate Simulation and Change in the Brazilian Climate Model. **Journal of Climate**. Vol 26. 6716–6732

PETERSON, R. G. & STRAMMA, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**. Vol 26(1). 1-73.

PIOLA, A. R. & R., MATANO. 2017. Ocean Currents: Atlantic Western Boundary—Brazil Current/Falkland (Malvinas) Current. **Encyclopedia of Ocean Sciences (Third Edition)** Vol 3, 2019, Pag 414-420.

PIOLA, A. R.; PIMENTA, F. M.; CAMPOS, E. J. D; MILLER, J. L. 2005. A numerical study of the plata river plume along the southeastern South American continental shelf. **Brazilian Journal of Oceanography**, 53(3/4):129-146.

PONTES, G. M., GUPTA, A. S. e TASCHETTO, A. S. 2016. Projected changes to South Atlantic boundary currents and confluence region in the CMIP5 models: the role of wind and deep ocean changes. **Environmental Research Letters**, v. 11, n. 9, p. 094013.

REID, J. L. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. **Progress in Oceanography**. Vol. 23, Pag. 149-244.

REINTGES, A., MARTIN, T., LATIF, M., & KEENLYSIDE, N. S. 2016. Uncertainty in twenty-first century projections of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in CMIP3 and CMIP5 models. **Climate Dynamics**, Vol. 49(5-6),Pag. 1495–1511.

SANCHO, L. M. B.; ASSAD, L. P. F.; LANDAU, L. 2015. Volume and heat transports analysis in the South Atlantic basin related to climate change scenarios. **Revista Brasileira de Geofísica**. Vol. 33(2), Pag. 333-348.

SCHIMD, C.; SIEDLER, G.; ZENK, W. 2000. Dynamics of Intermediate Water Circulation in the Subtropical South Atlantic. **Journal Physical Oceanography**. Vol 30, Pag. 3191–3211.

SCHMID, C. & MAJUMDER, S. 2018. Transport variability of the Brazil Current from observations and a data assimilation model. **Ocean Science**. Vol. 14, Pag. 417–436.

SEN GUPTA, A., STELLEMA, A.; PONTES, G.M.; TASCHETTO, A. S.; VERGÉS, A. & ROSSI, V. 2021. Future changes to the upper ocean Western Boundary Currents across two generations of climate models. **Scientific Report**. Vol 11, Pag. 9538.

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 Research**, 25, 481–490, 1978.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S. & Y., IKEDA 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**. Vol.48(2), Pag. 171-183.

SOUTELINO, R. G. A origem da Corrente do Brasil. 2008. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico, **Universidade de São Paulo**, São Paulo.

STRAMMA, L. & ENGLAND, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 104, N. C9, Pag. 20863-20883.

STRAMMA, L. & PETERSON, R. G. 1990. The South Atlantic Current. **Journal of Physical Oceanography**. Vol 20, Pag. 846-859.

STRAMMA, L. 1989. The Brazil Current transport south of 23°S. **Deep-Sea Research.**, Vol. 36, Pag. 639– 646.

STRAMMA, L.; Y. IKEDA and R. G. PETERSON. 1990. Geostrophic transport in the Brazil Current region. **Deep-Sea Research**. Vol 37(1A), Pag. 1875-1886.

TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J. and MEEHL, G. A. 2011. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. **Bulletin of the American Meteorological Society**. Vol 93(4), Pag. 485-498.

VAN VUUREN, D. P.; EDMONDS, J.; KAINUMA, M.; RIAHI, K.; THOMSON, A.; HIBBARD, K.; HURTT, G. C.; KRAM, T.; KREY, V.; LAMARQUE, J-F; MASUI, T.; MEINSHAUSEN, M.; NAKICENOVIC, N.; SMITH & S. J.; ROSE S. K. The representative concentration pathways: an overview. 2011. **Climatic Change**. Vol 109, Pag. 5–31.

VEIGA, S. F.; NOBRE, P.; GIAROLLA, E.; CAPISTRANO, V.; BAPTISTA Jr., M.; MARQUES, A. L.; FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. and NOBRE, C. A. 2019. The Brazilian Earth System Model ocean–atmosphere (BESM-OA) version 2.5: evaluation of its CMIP5 historical simulation. **Geoscientific Model Development**. Vol. 12, Pag. 1613–1642.

ANEXO I

O fluxo de calor x fluxo térmico

Segundo Bryden & Imawaki, (2001) , três formas de estimar o fluxo de calor nos oceanos vêm sendo usadas. O método tradicional, que utiliza da interação oceano atmosfera para inferir a energia transportada para manter o balanço de calor entre ar-mar, o método residual, onde os fluxos são obtidos com base na demanda energética atmosférica que é derivada do oceano e, por fim, o método direto.

Neste, a velocidade e temperatura mensurados entre as bordas de um sistema determinado são multiplicados e integrados para determinar a “divergência de transporte de calor oceânico para o volume”. Para esses autores essa estimativa é simples de ser realizada desde que se tenha os campos das variáveis requeridas, sejam elas obtidas por meio de modelos conceituais, matemáticos ou estimativas diretas. A dificuldade neste método está em entender e validar o esquema de circulação apresentado pelo conjunto de dados e então atribuir confiança aos valores de fluxo obtidos.

Essa validação é importante porque o balanço de energia depende dos fluxos principais dentro da bacia oceânica. Para isso, são levantadas algumas questões sobre como os resultados representam a dinâmica do ambiente. Existe água fria suficiente fluindo para a região equatorial em profundidade enquanto águas quentes fluem sentido ao polo? As correntes de contorno oeste estão bem representadas? A dinâmica de Ekman do transporte forçado pelo vento é coerente? Os fluxos de vórtices são realisticamente incluídos?

Essas questões permeiam a validação dos resultados na obtenção dos valores através de método direto. Bryden & Imawaki, (2001) abordam a necessidade de se estabelecer uma seção de avaliação transoceânica para obtenção dos valores. Assim, o transporte de calor pode ser calculado em escala de bacia e toda a energia que foi transportada pode ser aferida com base em um valor com módulo e direção e sentido. Essa definição concorda com o conceito físico de calor = energia em transmissão ou

transmitida. Então o ‘transporte da energia em transição’ faz referência ao deslocamento do pacote energético dentro de uma bacia ou entre bacias.

De maneira diferente, se estabelece o fluxo térmico. Fluxo é definido fisicamente em dinâmica de fluidos como a quantificação de uma variável que atravessa uma superfície de controle. Essa quantificação independe do tempo se diferenciando da taxa.

Para quantificação do fluxo térmico então, é necessário que se quantifique o quanto de temperatura atravessa uma superfície de controle em dado momento. Para isso, é preciso descrever as propriedades da parcela de volume que está sendo avaliada. Bryan (1962) aproxima o fluxo térmico do fluxo de calor pela seguinte equação:

$$\int_0^L \int_{-z}^0 \rho C_p v(x, z) dx dz \quad (2)$$

Onde, rho é a massa específica da água do mar, Cp é o calor específico da água do mar, v é a componente meridional da velocidade, teta é a temperatura potencial, L é o limite longitudinal máximo a partir da costa e z é a profundidade máxima de integração.

Fisicamente, temos que a variação total da massa é dada por:

$$\frac{Dm}{Dt} = \frac{d}{dt} \int_V \rho dv + \int_S \rho (\vec{v} \cdot \vec{n}) ds \quad (3)$$

Onde, m é a massa, V é o volume, S a superfície, v é o vetor velocidade e n é o vetor normal à superfície de controle. Esta pode ser fisicamente traduzida como a variação da massa que é dada pela taxa de variação da massa no tempo somado ao fluxo advectivo de massa que atravessa a superfície de controle.

Assumindo que não há alteração da massa, temos que:

$$\frac{d}{dt} \int_v \rho dv = 0 \quad (4)$$

Daí,

$$\frac{DM}{Dt} = \int_s \rho (\vec{v} \cdot \vec{n}) ds \quad (5)$$

A Equação 5 fisicamente pode ser descrita como: a variação da massa dada pelo transporte advectivo de massa pela velocidade que atravessa a superfície de controle. De maneira análoga, podemos escrever adicionando os parâmetros de energia.

Da Equação 2, quando adicionamos θ e C_p , temos a inserção de dois parâmetros térmicos de unidades:

$$C_p * \theta = \frac{KCal}{Kg * ^\circ C} * ^\circ C = \frac{Kcal}{Kg} \quad (6)$$

A Equação 6 pode ser escrita fisicamente como quantidade de energia por unidade da massa. E então, quando inserimos esses parâmetros temos que a Equação 2 nos dá:

$$\frac{KCal}{Kg} * \frac{Kg}{m^3} * \frac{m}{s} * m^2 = \frac{KCal}{s} \quad (7)$$

Assim, então, é correto afirmar que a Equação 2 calcula a quantidade de energia que atravessa uma superfície de controle, transportada de forma advectiva por unidade de tempo. Em um tempo fixo, instantâneo, essa equação nos fornece o fluxo de energia

térmica – que é devida à temperatura. Quando o domínio compreende toda a região onde os mecanismos de transportes advectivos são contemplados, essa equação fornece o fluxo de calor, como é o caso do colocado por Bryden & Imawaki (2001). Isso se deve ao fato de que, em termos de bacia, o transporte meridional de energia pode ser positivo em uma extremidade e negativo na outra. Já o fluxo de calor, é o residual do balanço de energia e culmina na perda, ou ganho desta pela região avaliada, bem como na definição física mais simples de calor.

ANEXO II

Design do experimento

Utilizando-se o BESM foi realizado um conjunto de experimentos seguindo o protocolo dos experimentos do CMIP5 descritos por Taylor et al., 2012 de acordo com a Figura 16 extraída de Veiga (2013). Desses experimentos, foram utilizados neste estudo os resultados produzidos pelo histórico e o RCP8.5.

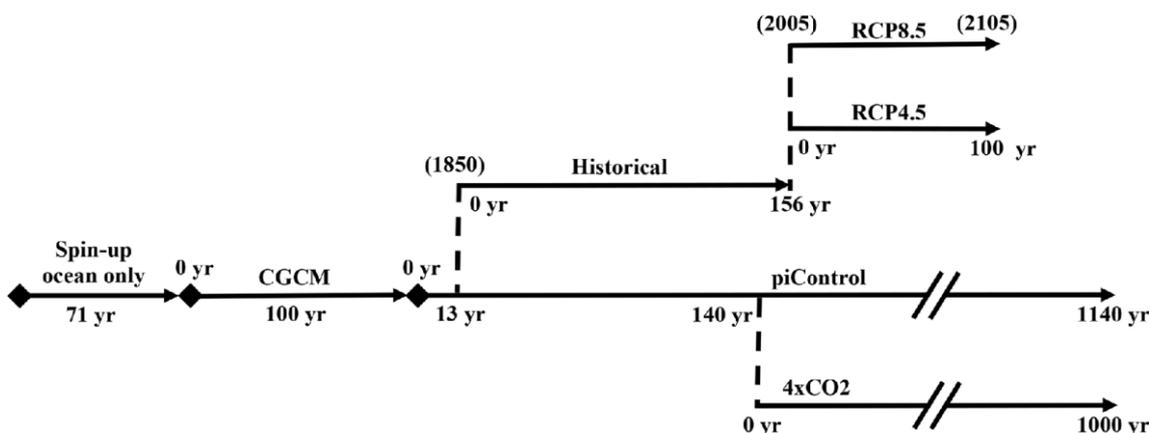


Figura 16: “Esquema das principais simulações realizadas pelo BESM-OA2.5 usando diferentes condições forçantes baseado no CMIP5” extraído de Veiga (2013)

- Histórico. Nesta simulação, o modelo rodou o período de 1850 até 2005, sendo forçado pelas concentrações de CO_2 atmosférico equivalente observadas neste período e baseadas no protocolo do CMIP5.

-*piControl*. Nesta simulação, o modelo rodou por 1140 anos sendo forçado pela concentração constante de 280 ppmv de CO_2 equivalente correspondente ao período pré-industrial.

-Abrupto $4xCO_2$. Nesta simulação, o modelo rodou por 1000 anos, quadruplicando abruptamente a quantidade de CO_2 atmosférico equivalente após o teste *piControl*.

-RCP8.5. Esse experimento corrido entre 2006 e 2105 é forçado por mudanças gradativas nas concentrações de CO_2 equivalente, projetadas pelo Representative Concentration Pathway 8.5 (Figura 2), baseado no protocolo do CMIP5. Essa simulação continua a simulação histórica através do século 21, aumentando a forçante radiativa até um máximo de $8.5w/m^2$ em 2100. Esse cenário caracteriza a forma mais pessimista de emissões de gases do efeito estufa dentre os cenários do IPCC.

A componente oceânica do modelo correu por 13 anos isoladamente sendo forçada por campos atmosféricos climatológicos. Após isso, foi forçada durante 58 anos por campos atmosféricos variantes interanualmente. Daí então, a versão completa (acoplada) do modelo correu durante 100 anos. O estado final foi utilizado como estado inicial para o experimento *piControl*. Como os 14 primeiros anos de simulação do *piControl* mostraram condições estáveis, foram utilizados como *spin-up* do experimento histórico. Assim, o experimento histórico começa após aproximadamente 113 anos de simulação.