



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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2025/02.12.13.02-TDI

O FLUXO DE UMIDADE ENTRE OS OCEANOS ÍNDICO E ATLÂNTICO E AS INFLUÊNCIAS NA AMÉRICA DO SUL E ATLÂNTICO SUL

Iara Mineiro Scricco

Tese de Doutorado do Curso
de Pós-Graduação em Ciência do
Sistema Terrestre, orientada pelos
Drs. Andréa Sardinha Taschetto, e
Lincoln Muniz Alves, aprovada em
30 de janeiro de 2025.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD2USNNW34T/4CTU55P>>

INPE
São José dos Campos
2025

PUBLICADO POR:

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

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

Dr. Thales Sehn Korting - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)

Dr. Heyder Hey - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2025/02.12.13.02-TDI

O FLUXO DE UMIDADE ENTRE OS OCEANOS ÍNDICO E ATLÂNTICO E AS INFLUÊNCIAS NA AMÉRICA DO SUL E ATLÂNTICO SUL

Iara Mineiro Scricco

Tese de Doutorado do Curso
de Pós-Graduação em Ciência do
Sistema Terrestre, orientada pelos
Drs. Andréa Sardinha Taschetto, e
Lincoln Muniz Alves, aprovada em
30 de janeiro de 2025.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD2USNNW34T/4CTU55P>>

INPE
São José dos Campos
2025

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Scricco, Iara Mineiro.

Sc31f O fluxo de umidade entre os Oceanos Índico e Atlântico e
as influências na América do Sul e Atlântico Sul / Iara Mineiro
Scricco. – São José dos Campos : INPE, 2025.
xxiv + 170 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2025/02.12.13.02-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto
Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2024.

Orientadores : Drs. Andréa Sardinha Taschetto, e Lincoln
Muniz Alves.

1. Umidade atmosférica. 2. Fluxo de umidade. 3. Interação
entre bacias oceânicas. 4. Oceano Índico. 5. Oceano Atlântico.
I.Título.

CDU 554.465.7(8)



Esta obra foi licenciada sob uma [Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÃO



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

DEFESA FINAL DE TESE DE IARA MINEIRO SCRICCO
BANCA Nº 008/2025, REGISTRO 130214/2020

No dia 30 de janeiro de 2025, de forma online, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutora em Ciência do Sistema Terrestre com a exigência de que o trabalho final a ser publicado deverá incorporar as correções sugeridas pela Banca Examinadora, com revisão pelo orientadores de Dra. Andrea Sardinha Taschetto e Dr. Lincoln Muniz Alves.

Título: "O fluxo de umidade entre os Oceanos Índico e Atlântico e as influências na América do Sul e Atlântico Sul."

Membros da Banca:

Dr. Luciano Ponzi Pezzi – Presidente – INPE

Dra. Andréa Sardinha Taschetto – Orientadora – UNSW

Dr. Lincoln Muniz Alves – Orientador – INPE

Dra. Anita Rodrigues de Moraes Drumond – Membro Externo – USP

Dr. Tercio Ambrizzi – Membro Externo – Membro Externo - USP



Documento assinado eletronicamente por **Tercio ambrizzi (E), Usuário Externo**, em 04/02/2025, às 10:04 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Anita Rodrigues de Moraes Drumond, Usuário Externo**, em 04/02/2025, às 13:10 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Lincoln Muniz Alves, Pesquisador Titular**, em 04/02/2025, às 15:28 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luciano Ponzi Pezzi, Pesquisador**, em 05/02/2025, às 14:28 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Andrea Sardinha taschetto (E), Usuário Externo**, em 11/02/2025, às 03:46 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **12596387** e o código CRC **E879E59D**.

Referência: Processo nº 01340.000444/2025-13

SEI nº 12596387

“Pedras no caminho?”

Guardo todas, um dia vou construir um castelo.” (Fernando Pessoa)

“Uma coisa de cada vez.”

“Também existe beleza ao longo do processo, mas...”

Dedico este trabalho ao meu marido, meus pais e minha irmã.

AGRADECIMENTOS

Eu tenho tantas pessoas que foram importantes para mim ao longo desta etapa, que me dá uma sensação de paz, saber que eles não soltaram minha mão em nenhum momento (por mais difícil que tenha sido).

Além dos meus pais e minha irmã, que mesmo distantes fisicamente, sempre se mostraram presentes nesta e em todas as etapas da minha vida, durante o doutorado eu tive uma presença mais próxima. Meu namorado, noivo e marido (sim, tudo isso ao longo do doutorado) se mostrou sempre presente e pronto para ajudar no que fosse. Ele me tirou muitas dúvidas, me ajudou em vários perrengues de programação, leu meus textos algumas vezes e puxou minha orelha em muitos outros também. Ele e a Agnes estiveram ao meu lado durante as quatro mudanças de endereço (inclusive de estado) que tivemos ao longo dos últimos anos, sobrevivemos juntos a tão temida pandemia, tentando ao máximo ter momentos relaxantes e não pirando, eles viram a minha pior versão quando fui diagnosticada com TAG no meio do doutorado, e assim permanecemos juntos, sempre prontos para o combate. Ah Agnes, minha companheira de todos os dias, de todos os momentos de reflexão e aflição que bateram, e também de muito cuidado e amor.

Não posso esquecer dos amigos da vida que o INPE me trouxe, Renata e Sérgio, que forças do destino nos uniram e que ao longo desse “tal processo”, vivemos e acompanhamos momentos únicos da vida de cada um.

Irmã mais velha e amigas de longa data, Milene, Carlinha e Letícia, que sempre conseguiam um tempinho para ouvir minhas dúvidas e lamentações de algum processo que estava passando.

Outros amigos que me ajudaram a resolver muitas dúvidas e problemas com dados, programação, figuras que não estavam seguindo o script correto e tantos outros erros, mas que principalmente tiveram uns minutos para me ouvir, explicar o que estava acontecendo e tentaram me ajudar. Muito obrigada, de verdade.

Agradeço também aos meus orientadores, Andrea e Lincoln, que de certa forma me escolheu/resgatou no meio do processo em andamento, mas que sempre estiveram por perto.

O doutorado em si é um processo difícil e por muitas vezes solitário, que é só você por você e mais ninguém. Mesmo assim, ter tido o apoio de todos esses citados e de muitos outros indiretamente, fez toda a diferença na minha jornada.

Agradeço também ao INPE e CAPES, pela oportunidade e pela disponibilidade de bolsa durante o doutorado.

RESUMO

Uma das maneiras que a água pode ser conservada na atmosfera é pelo fluxo de umidade, o qual pode ser integrado verticalmente em toda a coluna atmosférica. Com o aumento da umidade na baixa troposfera devido ao aquecimento global ocorre uma intensificação do transporte horizontal de vapor na atmosfera e amplificação dos padrões de diferença entre a precipitação e a evaporação. Segundo o último relatório do IPCC em 2023, as emissões antropogênicas dos gases do efeito estufa aumentaram nas últimas décadas e as projeções climáticas indicam que a temperatura global continuará aumentando no futuro próximo. Em particular, o aquecimento diferenciado dos oceanos tropicais pode amplificar o transporte de umidade e complicar os processos de interação entre bacias oceânicas. Portanto, compreender o aumento da disponibilidade da umidade atmosférica e principalmente seu transporte entre bacias se torna fundamental para entender e explicar possíveis impactos nos padrões de precipitação no clima presente e no futuro. O objetivo da presente tese é investigar o fluxo de umidade entre o Oceano Índico e Atlântico, e suas implicações para o Oceano Atlântico tropical-sul e América do Sul. Foram utilizados dados de reanálise do ERA5 para as variáveis atmosféricas, e dados do ORAS5 para salinidade e temperatura da superfície do mar, compreendendo o período de 1959 a 2020. Foram realizados os cálculos de climatologias e anomalias sazonais, tendências ao longo do período estudado, correlações, regressões, e análise de compostos representativos de eventos extremos. Os resultados climatológicos foram coerentes com a literatura, e os somatórios do fluxo de umidade entre os segmentos identificados ao longo das bacias oceânicas identificaram valores significativos para alguns segmentos, principalmente para o segmento chave, entre o Índico e o Atlântico, sobre a África. O transporte de umidade neste segmento se mostrou intenso para todas as estações do ano, exceto DJF, e com tendência de aumento ao longo dos anos. As bacias do Atlântico e do Índico especificamente também mostraram uma tendência de aumento na exportação de umidade ao longo dos anos. Análise das correlações e dos compostos entre as variáveis se mostraram significativas em regiões com alta variabilidade de precipitação, como por exemplo, sobre a Zona de Convergência Intertropical e monção da América do Sul. E a região identificada para a análise dos extremos de precipitação na região norte do Brasil e oceano adjacente e a região sul do Brasil se mostraram influenciadas pela temperatura da superfície do mar do Atlântico e do Índico, e principalmente, pelo fluxo de umidade vindo do Oceano Índico. Finalmente, o estudo de caso validou todas as análises apresentadas neste trabalho e, pela primeira vez, demonstrou que o fluxo de umidade que atravessa a África pode contribuir para a precipitação em regiões específicas da América do Sul.

Palavras-chave: Umidade atmosférica. Fluxo de umidade. Interação entre bacias oceânicas. Oceano Índico. Oceano Atlântico.

THE MOISTURE FLUX BETWEEN THE INDIAN AND ATLANTIC OCEANS AND THE INFLUENCES ON THE ATLANTIC AND SOUTH AMERICA

ABSTRACT

One way water can be conserved in the atmosphere is through moisture flux, which can be integrated vertically throughout the atmospheric column. With the increase in moisture in the lower troposphere due to global warming, there is an intensification of the horizontal transport of vapor in the atmosphere, which also drives the amplification of the large scale patterns between precipitation and evaporation. According to the 2023 IPCC report, anthropogenic greenhouse emissions has rise in the past few decades and climate projections suggest that global warming will continue in the near future. The differentiates warming of the ocean basins can amplify the moisture transport and complicate the process of ocean basin interactions. Therefore, understanding the increase in the availability of atmospheric moisture and especially its transport becomes essential to understand and explain possible impacts to precipitation patterns in the present day and future climate. The objective of this thesis is to investigate the moisture flux between the Indian and Atlantic Oceans, and its implications for the Atlantic Ocean and South America. Reanalysis data from ERA5 were used for the atmospheric variables, and the ORAS5 dataset were used for salinity and sea surface temperature, covering the period of 1959 to 2020. Climatologies and seasonal anomalies were calculated, along with trends over the study period, correlations, regressions, and composite analyses of extreme events for each identified ocean basin. The results were consistent with the literature, and the cumulative moisture flux across identified segments of the ocean basins revealed significant values for some segments, especially for the key segment between the Indian and Atlantic Oceans over Africa. This segment was found to be intense in all seasons except DJF and exhibited an increasing trend over the years. The Atlantic and Indian Ocean basins also showed a trend of increasing moisture export over time. Correlation and composite analyses among the variables were significant and corresponded to regions where phenomena previously discussed in the literature occur, such as the Intertropical Convergence Zone and the South American Monsoon, in both the Atlantic and Indian Oceans. Additionally, the regions identified for extreme precipitation analysis—namely, northern Brazil and the adjacent ocean, as well as southern Brazil—were found to be influenced by sea surface temperature in both the Atlantic and Indian Oceans, and primarily by moisture flux from the Indian Ocean. Finally, the case study validated all analyses presented in this work and, for the first time, demonstrated that moisture flux crossing over Africa may contribute to precipitation in specific regions of South America.

Keywords: Atmospheric humidity. Moisture flux. Ocean basins interactions. Indian Ocean. Atlantic Ocean.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 1.1. Aquecimento das bacias oceânicas. a) Tendência da TSM em relação ao desvio padrão com base de 1951 a 2016, com dados do HadISST1. b) Séries temporais de TSM oceânica tropical global com média entre 35S e 35N para 1861-2017. Tendência linear de 1950-2017 das anomalias médias sobre o Oceano Índico tropical (IO - vermelho), Oceano Atlântico (AO - laranja) e Oceano Pacífico (PO - azul), para 1950-2017.	4
Figura 2.1. Diagrama esquemático que resume os processos de interação de três oceanos. CP-ENOS representa eventos de El Niño no Pacífico Central e AWP/TNA representa a Piscina Quente do Atlântico/Atlântico Tropical Norte.	13
Figura 2.2. <i>Feedbacks</i> pantropicais afetando o ENOS. Os efeitos do forçamento do ruído atmosférico no Pacífico são indicados pela linha pontilhada cinza (processos rápidos e longos, relacionado ao tamanho das setas).	14
Figura 2.3. Média anual de P-E a partir da divergência de fluxo de umidade verticalmente integrada. Dados do ERA-INTERIM para o período de 1979–2014 (em cores) e fluxos de umidade integrados verticalmente (vetores).	23
Figura 3.1. Setorização das bacias oceânicas, compreendendo de Bacia do Oceano Boreal, Bacia do Oceano Pacífico, Bacia do Oceano Atlântico, Bacia do Oceano Índico e Bacia do Oceano Asutral. Em verde, destacado os limites da bacia do Oceano Atlântico, em azul a bacia do Oceano Índico e em vermelho, a bacia do Oceano Pacífico.	27
Figura 3.2. Classificação da intensidade dos vetores. Sendo o primeiro, $ \text{vetor} > 0,05 \text{ Sv}$, o segundo $0,025 \text{ Sv} > \text{vetor} > 0,05 \text{ Sv}$ e o terceiro, $0 > \text{vetor} > 0,025 \text{ Sv}$	31
Figura 3.3 – Área delimitada como RAS para o recorte da precipitação sobre a região norte da AS.	34
Figura 4.1 - Média sazonal de E-P (evaporação menos precipitação) e do perfil zonal de precipitação, ambos em mm/dia, para o período de 1959 a 2020. Os painéis representam as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON. As linhas em preto são as delimitações definidas na Figura 3.1.	39

Figura 4.2 - Média sazonal da divergência (cores, escala de $\times 10^5$, em $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), para o período de 1959 a 2020. Os painéis mostram os resultados para as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON. As linhas em cinza são as delimitações definidas na Figura 3.1.....	46
Figura 4.3 – Tendência da E-P (evaporação menos precipitação) (cores) e tendência da precipitação (contornos tracejados), ambos em $\text{mm}/\text{dia}/\text{ano}$, para o período de 1959 a 2020. Nível de confiança de 99% (pontos) com a regressão linear. Os painéis representam as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON.....	53
Figura 4.4 – a) Tendência da salinidade (cores), pontos de grade estatisticamente significativos (pontos), ambos em $\text{PSU}/\text{década}$, e área do Atlântico tropical destacada (vermelho). b) Série temporal da salinidade para o Atlântico tropical, para o período de 1959 a 2020, com a reta da tendência, e tracejados em cinza, tendência da salinidade a cada década, a partir de 1960). Nível de confiança de 99% com a regressão linear e valor da significância para área destacada do Oceano Atlântico = $9.4392\text{e-}13$	61
Figura 4.5 - Somatório sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente em cada segmento das bacias oceânicas para o período de 1959 a 2020. O tamanho dos vetores representa a magnitude do fluxo, classificada em intervalos de: $\text{fluxo} > 0,05 \text{ Sv}$, $0,025 \text{ Sv} > \text{fluxo} > 0,05 \text{ Sv}$ e, $0 > \text{fluxo} > 0,025 \text{ Sv}$, considerando valores positivos, em vermelho e negativos, em azuis. Os números nos quadrados indicam o conteúdo total correspondente em cada bacia oceânica. Todas as unidades em Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^9 \text{ kg/s}$). Os painéis mostram as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON.....	66
Figura 4.6 – Resumo do somatório sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente em cada uma das bacias oceânicas, para o período de 1959 a 2020. Unidade em Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^9 \text{ kg/s}$).....	71
Figura 4.7 – Série temporal da média mensal do fluxo de umidade na bacia oceânica. a) Oceano Índico b) Oceano Atlântico. Unidade em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$	74
Figura 4.8 – Tendência da média anual do fluxo de umidade na bacia oceânica. a) Oceano Índico b) Oceano Atlântico. Unidade em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}/\text{ano}$	75

Figura 4.9 – a) Tendência da média anual do fluxo de umidade em cada um dos lados do segmento. Valores representando a inclinação da reta, sendo significativos os valores correspondentes a mesma cor do segmento. Valores em preto não são significativos. Unidade em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}/\text{ano}$. b) Diferença da tendência média anual do fluxo de umidade em cada um dos lados do segmento, a partir dos valores encontrados na Figura 16a. Os tamanhos dos vetores indicam a intensidade da tendência, sendo grande, média e pequena, e a cor vermelha indica a tendência de aumento e a cor azul a tendência de diminuição.....	80
Figura 4.10 – Série temporal com tendência do fluxo de umidade somente no segmento entre os pontos 11 e 16, segmento localizado sobre a África. Unidade em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}/\text{ano}$. Retas tracejadas em cinza representam a reta de tendência dos dados a cada 10 anos, iniciando em 1960.	82
Figura 4.11 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para DJF, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	85
Figura 4.12 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para MAM, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	88
Figura 4.13 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para JJA, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	91
Figura 4.14 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para SON, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de	

correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	94
Figura 4.15 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para DJF, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	97
Figura 4.16 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para MAM, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	100
Figura 4.17 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para JJA, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	103
Figura 4.18 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para SON, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.	106
Figura 4.19 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e DJF, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	111
Figura 4.20 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e DJF, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	115
Figura 4.21 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e MAM, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico	

e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	118
Figura 4.22 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e MAM, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	121
Figura 4.23 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e JJA, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	124
Figura 4.24 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e JJA, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	127
Figura 4.25 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e SON, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	130
Figura 4.26 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e SON, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.....	135
Figura 4.27 – Anomalia sazonal e o perfil zonal de E-P (mm/dia) considerando o período de MAM e o ano de 2017. O período climatológico foi de 1959 a 2020.....	139
Figura 4.28 – Anomalia sazonal da divergência e do fluxo de umidade integrado verticalmente ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), considerando o período de MAM e o ano de 2017. O período climatológico foi de 1959 a 2020.....	142
Figura 4.29 – Anomalia sazonal da TSM ($^{\circ}\text{C}$), considerando o período de MAM e o ano de 2017. O período climatológico foi de 1959 a 2020.	144

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 4.1. Valores da tendência sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente na bacia do Oceano Índico. Inclinação: representa a inclinação da reta, quanto maior/menor o valor, maior/menor foi o aumento/diminuição dos dados ao longo do período de análise. Nível de confiança considerado de 95%, usando o teste de Wald (Wald) e o teste de Mann-Kendall (MK).....	76
Tabela 4.2. Valores da tendência sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente na bacia do Oceano Atlântico. Inclinação: representa a inclinação da reta, quanto maior/menor o valor, maior/menor foi o aumento/diminuição dos dados ao longo do período de análise. Nível de confiança considerado de 95%, usando o teste de Wald (Wald) e o teste de Mann-Kendall (MK).....	77
Tabela 4.3 – Anos selecionados na análise dos compostos entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, considerando fluxo positivo maior do que +1 desvio padrão e fluxo negativo menor do que -1 desvio padrão.	84
Tabela 4.4 - Anos selecionados na análise dos compostos entre a TSM do Oceano Índico e do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, considerando os percentis de 10 e 90, da precipitação sobre a área destacada na Figura 3.3.....	109

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo geral.....	6
1.1.1 Objetivos específicos	6
2 REVISÃO DA LITERATURA.....	7
2.1 Umidade atmosférica	7
2.2 Circulação atmosférica	10
2.3 Interação entre as bacias oceânicas	12
2.4 Interação entre o Oceano Pacífico e o Oceano Índico	15
2.5 Interação entre o Oceano Pacífico e o Oceano Atlântico	17
2.6 Interação entre o Oceano Índico e o Oceano Atlântico	20
3 DADOS E METODOLOGIA	26
3.1 Dados	27
3.2 Metodologia	28
3.2.1 Cálculo do fluxo de umidade e da divergência integrados verticalmente.....	29
3.2.2 Climatologia e regressão linear.....	29
3.2.3 Somatório do fluxo de umidade nos segmentos	30
3.2.4 Análise de correlação e compostos	32
3.2.5 Análise dos extremos de precipitação.....	33
3.2.6 Estudo de caso	34
4 RESULTADOS	35
4.1 Climatologia do fluxo e da divergência de umidade e tendência da precipitação e da evaporação	35
4.2 Análise do fluxo de umidade integrado verticalmente nas bacias oceânicas.....	63
4.2.1 Análise do fluxo de umidade integrado entre as bacias do Oceano Índico e do Oceano Atlântico	73

4.3 Associação da variabilidade e tendência do fluxo de umidade do Oceano Índico para o Oceano Atlântico sobre a América do Sul e a bacia do Oceano Atlântico	83
4.4 Análise dos compostos do fluxo de umidade, nos extremos p10 e p90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul	108
4.5 Estudo de caso	137
5 CONCLUSÃO.....	148
5.1 Trabalhos futuros	151
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	152

1 INTRODUÇÃO

A água tem um papel fundamental em todos os ambientes, sendo responsável por sustentar a vida vegetal e animal no planeta. Na atmosfera, a água em suas diferentes fases é um elemento crucial do sistema climático (CASTILLO et al., 2014). Considerada insubstituível em uma infinidade de processos naturais, cada uma de suas propriedades específicas dá origem a consequências importantes no comportamento na atmosfera durante a evaporação, fluxo de calor latente, formação da precipitação, entre outros processos (QUANTE; MATTHIAS, 2006). Além disso, a água também exerce um papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos (TUNDISI, 2003; ADUAN et al., 2004; WALLACE; HOBBS, 2006).

O ciclo da água ou ciclo hidrológico compreende o movimento da água pelos diferentes reservatórios do sistema climático, considerando todas as partes, sendo elas terrestre, atmosférica e oceânica. As etapas do ciclo hidrológico compreendem, a partir da evaporação das águas dos oceanos pela radiação solar, passando pelo armazenamento e transporte de umidade pela atmosfera, a precipitação sobre o continente, até o retorno da água aos oceanos pelos fluxos de superfície e subsuperfície. Os processos envolvidos no ciclo hidrológico podem ser considerados como em equilíbrio. Por exemplo, a água evaporada dos oceanos pode ser transportada pelos ventos para regiões distantes de sua origem. Ao mesmo tempo, o solo funciona como um sumidouro de umidade em locais onde a precipitação excede a evapotranspiração. Por isso, diferentes variáveis podem ser utilizadas para investigar possíveis mudanças nos processos envolvidos no ciclo hidrológico (HEGERL et al., 2015).

Dada a importância das mudanças climáticas globais, o entendimento da intensidade do ciclo hidrológico ao longo do tempo é um dos desafios mais cruciais para os cientistas (GIMENO et al., 2012; GIMENO et al., 2016). Vários fatores estão associados a essa relação, por exemplo, as altas temperaturas observadas, o aquecimento dos oceanos, o derretimento das geleiras, o aumento da frequência de eventos extremos como chuvas em excesso e secas severas, os impactos das influências antropogênicas, entre outros (FOLLAND et

al., 2002; TRENBERTH et al., 2005; GU et al., 2007; ALLAN; SODEN, 2008). Segundo Quante e Matthias (2006), é altamente provável que localmente ocorram mudanças severas na atmosfera relacionadas com o ciclo hidrológico, caso as mudanças climáticas não sejam mitigadas por políticas públicas, ou também pela tecnologia. Assim, é muito importante um melhor entendimento de ambos os *feedbacks*, continente-atmosfera quanto também do oceano-atmosfera, sob cenários de aumento de vapor de água (ENT; SAVENIJE, 2013).

Compreender a relação entre as variáveis que compõem o sistema climático, possibilita a análise do papel que cada uma exerce individualmente e em conjunto, para entender os processos e os mecanismos envolvidos. Um desses processos pode ser observado pela interação entre bacias oceânicas, que pode ser realizado de diversas formas. Desde estudos mais antigos, quando as medições de algumas variáveis eram inexistentes e o conhecimento bastante impreciso, o fluxo de umidade atmosférica entre bacias oceânicas já vinha sendo observado. Em Schmitt e Wijffels (1993), os autores destacaram alguns pontos, por exemplo: o maior transporte de volume zonal sendo da Corrente Circumpolar Antártica; o fluxo entre os Oceano Pacífico e o Oceano Índico (OI) pelo arquipélago da Indonésia; o fluxo pelo Estreito de Bering, do Oceano Pacífico para o oceano no entorno do Ártico; o excesso de precipitação no Oceano Pacífico Norte em relação à evaporação no Oceano Atlântico, através do fluxo pela América Central. Além destas, outras interações vêm sendo abordadas ao longo do tempo, como as relações da temperatura da superfície do mar (TSM) e dos ventos entre as bacias oceânicas tropicais; as influências do El Niño – Oscilação Sul (ENOS) na TSM do Atlântico tropical norte, mar do sul da China e Oceano Índico; e também a Oscilação Multidecadal do Atlântico influenciando a pressão ao nível médio do mar no Oceano Pacífico norte, entre outros (LATIF; BARNETT, 1995; LAU; NATH, 1996; KLEIN et al., 1999; ZHANG; DELWORTH, 2007; KATJAR et al., 2017).

Com o aumento da umidade na baixa troposfera, devido ao aquecimento, ocorre uma intensificação do transporte horizontal de vapor na atmosfera, o qual também direciona a amplificação dos padrões de diferença entre a precipitação e a evaporação (ALLAN et al., 2020). Para regiões de latitudes médias, é

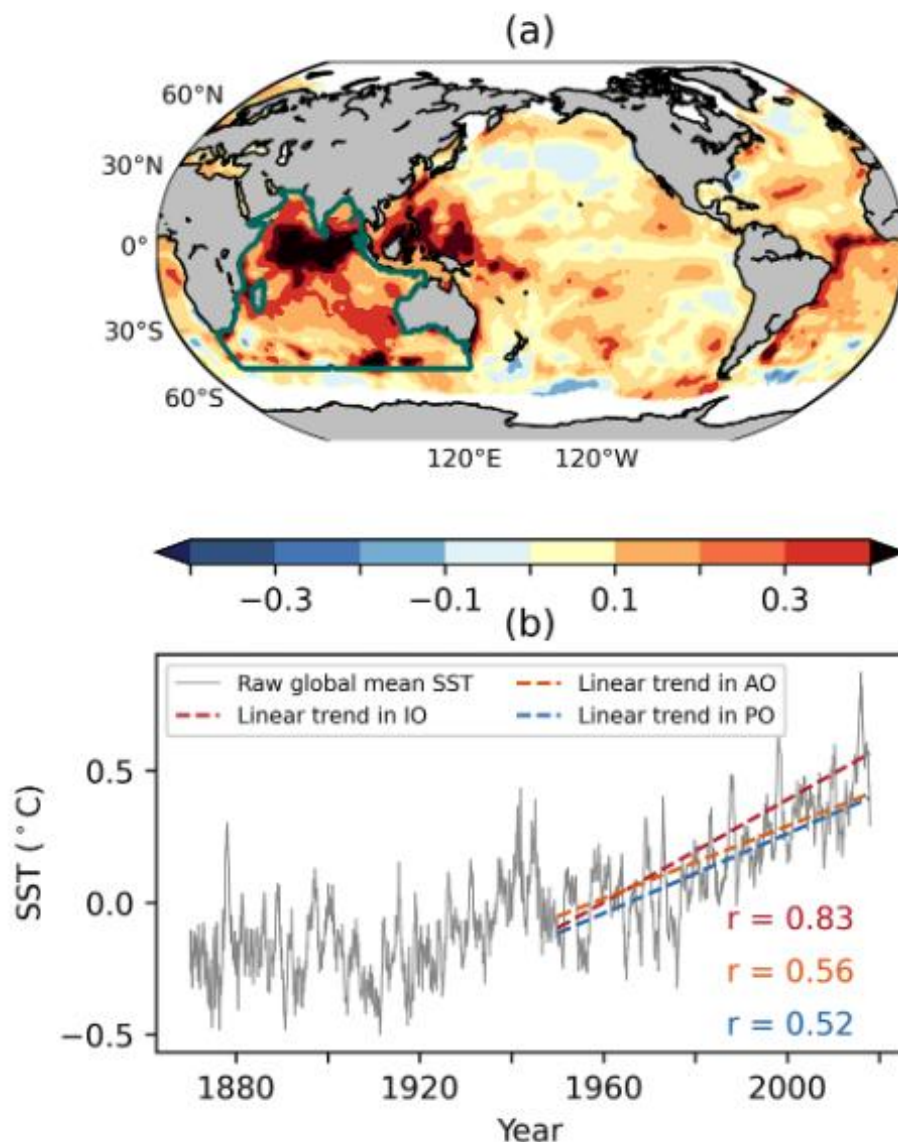
indicado que a quantidade e a intensidade da precipitação em tempestades aumentem com a umidade atmosférica (ALLAN et al., 2020). Nas simulações realizadas por Vecchi e Soden (2007), os autores encontraram que todos os modelos do Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre mudanças climáticas (AR4 – IPCC) responderam ao aumento da temperatura do ar, aumentando também o vapor de água total na coluna atmosférica. Nessas condições, como a razão de mistura diminui rapidamente com a altura, o total da coluna é bastante influenciado pela umidade da camada limite. Esses resultados corroboram com o trabalho de Singh et al. (2016), os quais através de experimentos com aumento de CO₂ destacaram o aumento do tempo de residência da umidade na atmosfera e da distância entre as regiões de fonte e sumidouro de umidade, através de análises de trajetórias.

É evidente que as células de circulação, tanto atmosféricas quanto oceânicas, auxiliam no transporte de calor e umidade ao redor do globo. Zheng et al. (2021), estudando a variabilidade da salinidade na região nordeste do Oceano Pacífico tropical e o transporte de umidade na América Central, destacaram que um gradiente maior (menor) da TSM entre bacias, aumentaria (diminuiria) o transporte de umidade pela América Central, o que implicaria no aumento (diminuição) da precipitação sobre a região estudada do Pacífico, e uma redução (aumento) na salinidade em superfície. Os autores evidenciaram que tais mudanças foram conduzidas pela Circulação de Walker, em resposta ao gradiente de TSM entre as bacias.

Conforme destacado a partir do relatório do IPCC de 2014, a média da temperatura global da superfície das bacias oceânicas vem aumentando, desde meados de 1950. Estas mudanças são consistentes com as tendências da temperatura simulada por modelos oceano-atmosfera, com a utilização da forçante por gases de efeito estufa antropogênico ao longo do último século. A bacia oceânica de maior destaque é a do Oceano Índico (Figura 1.1), a qual demonstrou um aumento em 0.65°C para o período de 1950 a 2009. Outros trabalhos com foco neste aquecimento do Oceano Índico já existem, como por exemplo: Rao et al. (2012), Taschetto e Ambrizzi (2012), Dhame et al. (2020), Roxy et al. (2020) e Wenegrat et al. (2022). Este oceano vem sendo cada vez

mais reconhecido como um componente ativo do sistema climático global com sua própria variabilidade interna, a qual influencia a circulação atmosférica e oceânica de regiões locais e remotas (DHAME et al., 2020).

Figura 1.1. Aquecimento das bacias oceânicas. a) Tendência da TSM em relação ao desvio padrão com base de 1951 a 2016, com dados do HadISST1. b) Séries temporais de TSM oceânica tropical global com média entre 35S e 35N para 1861-2017. Tendência linear de 1950-2017 das anomalias médias sobre o Oceano Índico tropical (IO - vermelho), Oceano Atlântico (AO - laranja) e Oceano Pacífico (PO - azul), para 1950-2017.



Fonte: Adaptado de Dhame et al. (2020).

A região da América do Sul e do Oceano Atlântico Sul são impactadas por diversos fenômenos e teleconexões (CAVALCANTI et al., 2009). Dessa forma, compreender a interação entre bacias e a importação de umidade para o Oceano Atlântico tropical-sul e consequentemente para América do Sul, se torna essencial. Segundo Gimeno et al. (2020), o fluxo de umidade na região é bastante influenciado pelo Jatos de Baixos Níveis, ENOS, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e também pela importante fonte de umidade existente, a região amazônica.

Considerando a ligação entre todos os reservatórios de água disponíveis, por meio do ciclo hidrológico, qualquer alteração em alguma de suas etapas impacta as fases seguintes. Um exemplo disso são os resultados encontrados por Held e Soden (2006), os quais compararam a resposta do ciclo hidrológico em simulações entre diferentes modelos para cenários de aquecimento. Os autores encontraram que, ao longo do século XX, os modelos que mais aqueceram também mostraram um aumento da precipitação. Craig (2018) investigou o papel do fluxo de umidade atmosférico entre bacias e principalmente as assimetrias de parâmetros entre Atlântico e Pacífico. No entanto, ainda existem poucas informações a respeito do fluxo de umidade entre o Oceano Índico e o Oceano Atlântico, mesmo os resultados de Craig et al. (2020) que indicam um fluxo significativo entre essas bacias. Dessa forma, conseguir quantificar o fluxo de umidade entre bacias se torna fundamental, uma vez que essas estão relacionadas e podem influenciar uma à outra (KAJTAR et al., 2017). Por isso, entender como o transporte de umidade será alterado com o aquecimento global é um dos grandes desafios junto à temática das mudanças climáticas (ALLAN; SODEN, 2008).

Assim, considerando um dos problemas já conhecidos, como o aquecimento dos oceanos (COLLINS et al., 2013), é fundamental entender os processos, quantificar a umidade atmosférica disponível e indicar o direcionamento do fluxo na atmosfera. Dessa forma, será possível aprimorar modelos de previsão, para que possam fornecer subsídios, pensando na mitigação e adaptação frente aos desafios climáticos futuros.

1.1 Objetivo geral

O objetivo da presente tese é investigar o fluxo de umidade entre o Oceano Índico e Atlântico, e suas implicações para o Oceano Atlântico e para a América do Sul.

1.1.1 Objetivos específicos

Os objetivos específicos compreendem:

- Quantificar e descrever a climatologia sazonal do fluxo de umidade sobre as bacias oceânicas e as variáveis relacionadas, bem como suas tendências de longo prazo;
- Analisar a relação do fluxo de umidade entre as bacias oceânicas do Oceano Índico e o Oceano Atlântico;
- Explorar os impactos da variabilidade do fluxo de umidade entre os Oceanos Índico e Atlântico na América do Sul e no Oceano Atlântico tropical-sul.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Umidade atmosférica

Mesmo que, em relação à quantidade de água global, o conteúdo de água na atmosfera seja de apenas 0,001% (QUANTE; MATTHIAS, 2006), essa desempenha um papel fundamental na interação entre os principais reservatórios: oceanos, lagos, solos, gelo e rios, por meio do transporte de umidade, da evapotranspiração e da precipitação (GIMENO et al., 2012). Cada reservatório possui um período de armazenagem da água com um tempo médio de permanência, que pode ser estimado pela razão entre a massa do reservatório e o fluxo de água para fora do mesmo. No reservatório constituído pela atmosfera, a água tem um tempo de permanência relativamente baixo, em média de 9 dias (DEY et al., 2023). Dessa forma, durante o ano, a atmosfera realiza a troca de sua água de 35 a 40 vezes, sendo o reservatório do ciclo da água com as maiores taxas de troca (QUANTE; MATTHIAS, 2006). Held e Soden (2006) indicam o aumento no tempo médio de residência do vapor de água na troposfera, com o aumento da temperatura. Isso pode ser visto em Bosilovich et al. (2005), os quais realizaram simulações usando forçantes de CO₂ (gás carbônico) e TSM, para o início e final do século XX. Os autores identificaram que o total de água precipitável aumentou com o aumento das temperaturas, assim como o tempo de residência do vapor na atmosfera. Isso sugere que, a taxa de troca global da água está diminuindo com o tempo.

Representando uma variável extremamente importante, a umidade atmosférica é crucial para o entendimento e acompanhamento de diversos processos físicos que ocorrem na atmosfera. Observações dessa variável podem auxiliar no entendimento e na quantificação dos impactos das mudanças climáticas. Uma variável que pode ser analisada é a pressão da saturação do vapor. Essa variável indica a pressão em que a evaporação é igual a condensação, sendo a água líquida ou sólida. A relação entre pressão de saturação do vapor e a temperatura, é demonstrada pela Equação de Clausius-Clapeyron (Equação 2.1):

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L}{RT^2} = \alpha(T) \quad (2.1)$$

Onde L é o calor latente de vaporização, R é a constante do gás e, em temperaturas “típicas” de baixa troposfera, α é aproximadamente 0,07/K. Dessa forma, a pressão de saturação do vapor aumenta cerca de 7% para cada 1K de aumento da temperatura em superfície (HELD; SODEN, 2006; HEGERL et al., 2015) e demonstra uma limitação termodinâmica ao vapor de água atmosférico (ALLAN et al., 2020).

Observações indicam o aumento do vapor de água na camada limite à medida que o clima se aquece (HELD; SODEN, 2000). Com isso, influências na relação E-P (evaporação menos precipitação) e também no ciclo hidrológico já vem sendo observadas. Uma consequência importante do aumento do vapor de água com o aquecimento é a intensificação do transporte horizontal de umidade, ocasionando também a amplificação dos padrões de E-P.

Como já destacado anteriormente, a água pode ser conservada em diversos reservatórios do ciclo hidrológico. Especificamente na atmosfera, a umidade pode ser conservada de diversas maneiras. Uma delas é pelo fluxo de umidade, o qual pode ser integrado verticalmente em toda a coluna atmosférica e a divergência desse fluxo está aproximadamente em equilíbrio com a diferença entre a evaporação e a precipitação (HELD; SODEN, 2006). Isso pode ser visto através da Equação 2.2 de Trenberth et al. (2011), a qual representa a conservação da umidade atmosférica integrada verticalmente:

$$\frac{dw}{dt} + \nabla \cdot \frac{1}{g} \int_0^{ps} v q dp = E - P \quad (2.2)$$

onde g é a gravidade, ps é a pressão à superfície, q representa a umidade específica, v representa o vento, $w = g^{-1} \int_0^{ps} q dp$ é a água precipitável (vapor de água total na coluna), E é a evaporação e P é precipitação. Além do vapor de água, os componentes atmosféricos de água líquida e gelo também estão incluídos na umidade, mas podem ser desprezados porque seu transporte de

massa é muito menor do que o vapor de água. É importante destacar que para longos períodos de tempo, o primeiro termo da esquerda pode ser desprezado, fazendo com que ocorra um balanço entre a divergência do fluxo de umidade integrado na vertical e E-P.

O ciclo hidrológico e o balanço global de energia atuam em conjunto, sendo profundamente interligados. A redistribuição da energia e da água é um ponto fundamental para as condições climáticas da Terra, principalmente porque a energia em excesso na superfície e o déficit na atmosfera estabelecem desequilíbrios de energia, que são balanceados por diversos ciclos, entre eles o hidrológico. Isso ocorre porque a evaporação remove energia da superfície, ao passo que posteriormente a condensação adiciona energia à atmosfera (BROWN; KUMMEROW, 2014). Assim, o ciclo da água desempenha um papel fundamental no balanço de energia por meio do resfriamento evaporativo na superfície e do aquecimento latente da atmosfera, sendo que os sistemas atmosféricos são os principais responsáveis pelo transporte de calor (TRENBERTH et al., 2011).

As variáveis que compõem o ciclo hidrológico são influenciadas pelo balanço de energia. Isso foi destacado por Collins et al. (2013), que evidenciaram que o aumento da precipitação é limitado pelo balanço de energia, já que ocorrem mudanças no calor latente associadas a mudanças na precipitação. Projetando mudanças a longo prazo, os autores destacaram a sensibilidade da precipitação em torno de $1\text{-}3\%/^{\circ}\text{C}$, diferente da sensibilidade do vapor de água que é em torno de $7\%/^{\circ}\text{C}$. Para o vapor de água, como discutido anteriormente, o aumento é dado pela relação de Clausius-Clapeyron, a qual é associada com o aumento das temperaturas na troposfera inferior (região de maior conteúdo de vapor de água). Com relação à precipitação, isso acontece principalmente pelo resultado do balanço de energia e das interações com a circulação, umidade e temperatura. Os resultados encontrados por Collins et al. (2013) nas simulações dos modelos do CMIP5, projetam um aumento gradual na precipitação global ao longo do século XXI, de aproximadamente, 2% para o cenário RCP2.6 e 5% para o cenário de RCP8.5, até 2100. Além disso, os autores indicam que a relação entre precipitação global com a temperatura global é aproximadamente linear.

Em simulações feitas por Held e Soden (2006), foram encontrados resultados complementares, os quais evidenciaram que a precipitação e a evaporação não seguem a proporção de Clausius-Clapeyron. Nas simulações essas variáveis respondem ao aquecimento, mas com uma sensibilidade menor, em torno de 2%/K.

2.2 Circulação atmosférica

Considerando o ângulo de inclinação da Terra e a diferença de radiação recebida entre regiões, são observadas áreas de maior e menor aquecimento, sendo elas relacionadas as diferentes latitudes. Estas diferenças são de certa forma compensadas por movimentos verticais e horizontais da atmosfera, que fazem a redistribuição do calor por todo o globo. A circulação também atua no fluxo de umidade entre todas as regiões; zonal (leste-oeste), meridional (norte-sul) e vertical (HELD; SODEN, 2000; ALLAN et al., 2020), estando associada ao balanço de umidade. É importante destacar que ocorrem trocas significativas de umidade entre os hemisférios, variando sazonalmente (BARRY; CHORLEY, 2013).

Para Held e Soden (2006), nem todas as respostas climáticas estão diretamente ligadas à resposta da temperatura. A grande maioria, diretamente ou indiretamente, está relacionada ao vapor de água localizado na troposfera inferior e que, com o aumento das temperaturas, também tem seu conteúdo aumentado. No entanto, devido à heterogeneidade espacial, a temperatura tende a não ser o único fator determinante para a umidade disponível, uma vez que mudanças na circulação também são relevantes (ZHANG et al., 2019).

A circulação atmosférica de grande escala representa um outro componente que deve ser considerado para o fluxo de umidade. Os movimentos verticais ao redor do globo, podem ser identificados por três células principais: Célula de Hadley, Célula de Ferrel e Célula Polar, tanto para o Hemisfério Norte, quanto para o Hemisfério Sul. Na região equatorial, os ramos superficiais definem ventos alísios de nordeste no Hemisfério Norte e de sudeste no Hemisfério Sul, os quais convergem para a Zona de Convergência Intertropical (HASTENRATH; HELLER, 1977). A ZCIT é uma região com maior precipitação ($E < P$), onde os

ventos alísios convergem sobre o oceano, fazendo com que as parcelas de ar leves ascendam ocasionando o movimento vertical no ramo ascendente da Célula de Hadley. Conforme destacado por Vigaud et al. (2009), a ZCIT tem uma forte relação com o fluxo de umidade do Oceano Atlântico Sul para a região sul do continente africano. Além da ZCIT, existem alguns outros exemplos, como: a Zona de Convergência do Atlântico Sul (CASARIN; KOUSKY, 1986), a Zona de Convergência do Pacífico Sul e as trilhas de tempestades, onde a convecção resulta em alta precipitação; diferente dos cinturões subtropicais de alta evaporação ($E > P$) que são considerados como as principais fontes líquidas de umidade atmosférica (GIMENO et al., 2012). Dessa forma, algumas regiões são mais suscetíveis para transportar umidade, devido ao grande conteúdo de umidade e também pela dinâmica atmosférica (CRAIG et al., 2020).

Em torno da África e do Oceano Índico existem sistemas oceânicos e atmosféricos ativos. A Alta da Mascarena, ou Alta do Oceano Índico Sul, e a circulação ramificada da Baixa Térmica de Angola, são capazes de fortalecer ou enfraquecer o fluxo de umidade direcionado para o continente africano (PEREZ-ALARCON et al., 2023). A Zona de Convergência do Oceano Índico Sul (ZCOIS) canaliza a circulação na região da costa leste da África (LAZENBY et al. 2016). Com a Baixa Térmica do Saara, o Jato tropical de leste e o Jato Africano de Leste (JAL) modulam os padrões de transporte atmosférico (WU et al., 2009) e, dependendo do nível da camada atmosférica em que estão, influenciam o transporte de umidade através do continente. Mesmo em frente às altas cadeias de montanhas no leste da África, os Jatos de Baixos Níveis, Turkana, Rufiji, Malawi, Zambezi e Limpopo dominam o transporte de umidade do Oceano Índico para a África Central (MUNDAY et al., 2021); além dos Rios Atmosféricos que representam o acúmulo de umidade na parte leste da África (YANG et al., 2022). Rapolaki et al. (2020) identificaram que a região do sul da África recebe umidade de diferentes locais do entorno, originando-se de fontes oceânicas do Oceano Índico tropical ocidental, sudoeste e até mesmo do Oceano Atlântico tropical e subtropical sudeste. Esses resultados corroboram com aqueles encontrados por Vigaud et al. (2009), Ent et al. (2010) e Jarugula e McPhaden (2023), que destacaram uma potencial influência do Oceano Índico no transporte de umidade

na África, uma vez que esse oceano é considerado a principal fonte de vapor d'água para precipitação na região.

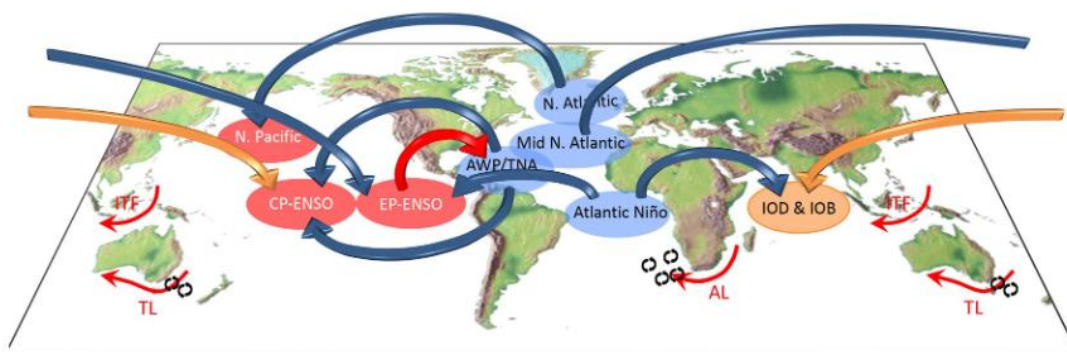
A circulação atmosférica sobre a América do Sul é modulada por diversos sistemas sinóticos e de grande escala, que interagem e influenciam padrões climáticos sazonais e interanuais. A ZCIT é um dos que desempenha um papel fundamental na distribuição das chuvas tropicais, especialmente na região norte do continente, ao concentrar umidade e promover intensa convecção (MARENGO et al., 2012). Outro exemplo, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um sistema típico da primavera e do verão, caracterizado por uma banda persistente de nebulosidade e precipitação que se estende da Amazônia até o Atlântico Sudoeste, influenciando significativamente o regime pluviométrico do Brasil central e sudeste (KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2004), incluindo também o Sistema de monção da América do Sul (GAN et al., 2004). E por fim, o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) o qual atua como um regulador da circulação atmosférica ao modular o transporte de umidade para o interior do continente, afetando a variabilidade climática regional (GARREAUD et al., 2009).

2.3 Interação entre as bacias oceânicas

Alguns mecanismos auxiliam a interação entre bacias oceânicas, tanto na parte atmosférica, como a Célula de Walker, como também na parte oceânica, com a Circulação Oceânica Global, por meio de regiões como o *“Indonesian throughflow”* (ITF), *“South China Sea throughflow”*, *“Tasman leakage”* e a *“Agulhas leakage”* (WANG, 2019). As influências podem ser analisadas de diferentes maneiras: anomalias na Célula de Walker observadas através de alterações da TSM nos oceanos equatoriais, associadas, por exemplo, com o Dipolo do Oceano Índico (DOI) (KATJAR et al., 2017); Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation* - AMOC), se intensificando com o aquecimento do Oceano Índico (HU; FEDOROV, 2019); e, o ENOS sendo considerado forte, impactando modos de variabilidade climática nos oceanos Atlântico e Índico, redistribuindo fontes de aquecimento e alterando a circulação geral e a convecção atmosférica (CAI et al., 2019; WANG, 2019). Alguns desses mecanismos e também eventos de

interação foram representados na Figura 2.1 de Wang (2019). Os processos de ponte atmosférica foram definidos pelas setas azuis sendo unidirecionais, a seta laranja mostrando que ambos podem ser bidimensionais e as setas vermelhas evidenciando as vias oceânicas de interação.

Figura 2.1. Diagrama esquemático que resume os processos de interação de três oceanos. CP-ENOS representa eventos de El Niño no Pacífico Central e AWP/TNA representa a Piscina Quente do Atlântico/Atlântico Tropical Norte.

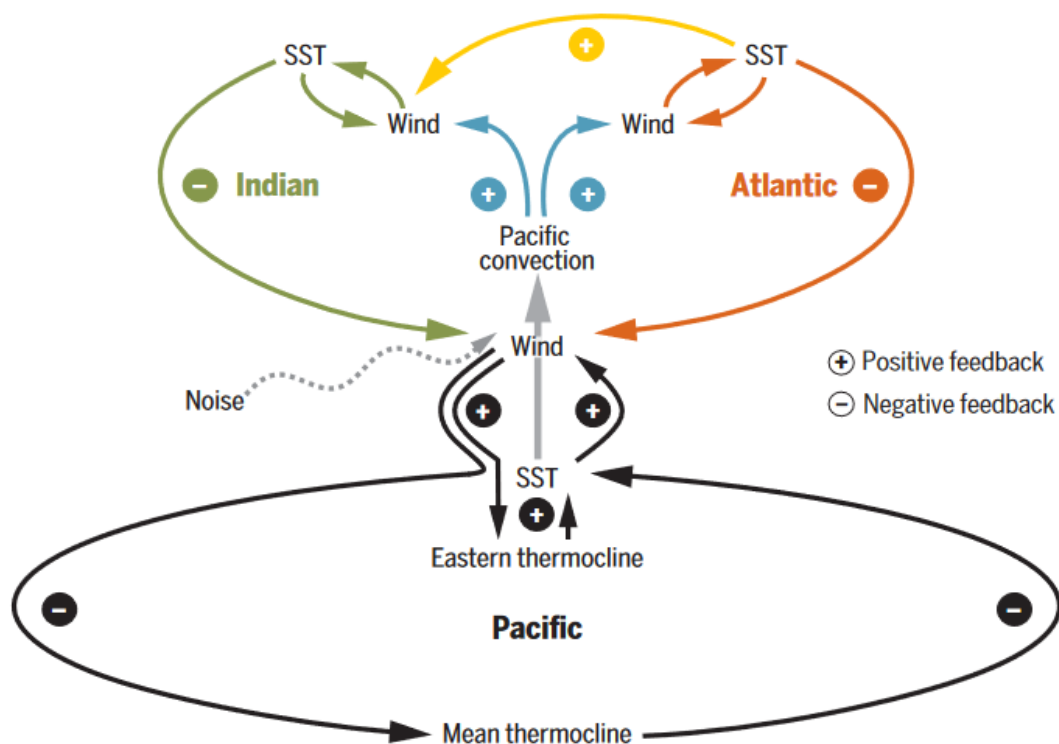


Fonte: Wang (2019).

Para Terray et al. (2016), as TSM do Oceano Índico e do Oceano Atlântico influenciam no início e no fim de um evento de ENOS, e também possuem um efeito de amortecimento significativo na amplitude do mesmo. Segundo os autores, as bacias oceânicas agem em conjunto, e a interação entre elas são consideradas importantes para melhorar a compreensão e previsibilidade do ENOS. Além de que, durante a ocorrência do evento, a Circulação de Walker e a Célula de Hadley também são associadas com a interação entre as bacias, através do seu fortalecimento no Pacífico oriental e enfraquecimento no Atlântico e Índico (WANG, 2019). Considerando a fase quente da Variabilidade Multidecadal do Atlântico ou Oscilação Multidecadal do Atlântico, essa intensifica os ventos alísios do Pacífico, diminuindo a TSM no Pacífico tropical e aquecendo o Índico (CAI et al., 2019). Se todas as bacias tropicais estiverem fortemente acopladas, as interações entre quaisquer duas bacias, podem ser influenciadas ou moduladas pela terceira (KATJAR et al., 2017).

A Figura 2.2 de Cai et al. (2019), representa as interações entre os Oceanos Pacífico, Índico e Atlântico afetando o ENOS. É possível observar *feedbacks* positivos e negativos, em resposta a alterações da TSM no Oceano Pacífico, como isso interage com o Oceano Índico e também com o Oceano Atlântico, relacionando a vento e TSM, e que pode desencadear outras influências entre eles. Como por exemplo, a termoclina na região leste do Oceano Pacífico, influenciando diretamente a TSM da região e por sua vez, os ventos. Isso gera uma convecção sobre o Pacífico, que está totalmente relacionada a *feedbacks* positivos sobre os ventos do Oceano Índico e Atlântico e que influenciam também a TSM nos respectivos oceanos e também geram *feedbacks* negativos sobre os ventos do Oceano Pacífico.

Figura 2.2. *Feedbacks* pantropicais afetando o ENOS. Os efeitos do forçamento do ruído atmosférico no Pacífico são indicados pela linha pontilhada cinza (processos rápidos e longos, relacionado ao tamanho das setas).



Fonte: Cai et al. (2019).

2.4 Interação entre o Oceano Pacífico e o Oceano Índico

No Oceano Índico é localizada grande parte da piscina quente do planeta, e pela sua interação com a atmosfera, é capaz de desempenhar um papel fundamental em influenciar o clima em escala regional e global (SCHOTT et al., 2009), mesmo que sua variabilidade decenal ainda não tenha sido profundamente estudada (HAN et al., 2014). O Oceano Pacífico, devido a sua grande extensão, concentra o modo dominante de variabilidade climática interanual no planeta (CAI et al., 2019) e, mesmo assim, também sofre influências do Oceano Índico (LUO et al., 2012). Existem muitos trabalhos evidenciando as interações entre o Oceano Pacífico e o Oceano Índico, até mesmo porque, segundo Dong e McPhaden (2016), esses oceanos constituem um sistema acoplado no qual os dois se influenciam mutuamente e segundo Cai et al. (2019), estudos têm revelado um Oceano Índico mais dinâmico e o seu papel mais ativo em influenciar o Oceano Pacífico.

O ENOS, por exemplo, é um fenômeno acoplado oceano-atmosfera, que em sua fase El Niño, apresenta anomalias positiva na TSM do Oceano Pacífico central-oriental, e por meio de mudanças no gradiente de pressão zonal, ocasiona também alterações atmosféricas e impactos locais e remotos. Além dele, existem: a fase La Niña, onde as anomalias de TSM são negativas, e a fase neutra. Durante o ENOS, a convecção atmosférica é suprimida no OI, resultando no aumento da radiação solar, o que contribui para o aquecimento do mesmo (SCHOTT et al., 2009). Devido a teleconexões atmosféricas rápidas, o ENOS domina o Oceano Índico e, após o evento, o aquecimento induzido pelo fenômeno se mostra persistente até JJA (Junho, Julho e Agosto) em OI (SCHOTT et al., 2009; ROXY et al., 2014).

Existente no OI, o Dipolo do Oceano Índico consiste em um fenômeno de anomalias de TSM de sinais opostos, entre as regiões oeste e leste com anomalias zonais do vento. Na sua fase positiva, o oeste do OI fica mais quente que o normal e o sudeste mais frio, com ventos anômalos de leste na área central equatorial (IHARA et al., 2008). Essas mudanças alteram os padrões de circulação, intensificando as chuvas próximo à África, sob a TSM positiva e

diminuindo na Indonésia e Austrália (SOUZA; REBOITA, 2021). Na fase negativa, ocorre a intensificação dos ventos de oeste sob o Equador, invertendo todo o padrão de circulação citado. O DOI está relacionado com a convecção profunda da piscina quente e com a circulação de Walker Índico-Pacífico (HAN et al., 2014). Nos resultados encontrados por Ihara et al. (2008), DOI positivo se mostrou totalmente relacionado com El Niño entre 1950-2004 e os negativos com La Niña entre 1880-1919. Bastante semelhante ao DOI, também existe o Dipolo Subtropical do Oceano Índico (DSOI), que se difere entre o DOI, pela localização das anomalias de TSM, sendo mais subtropical (BEHERA; YAMAGATA, 2001). Nos experimentos realizados por Morioka et al. (2013), os autores destacaram que a teleconexão atmosférica do Oceano Pacífico tropical desempenha um papel importante no desenvolvimento do DSOI positivo.

A Oscilação Interdecadal do Pacífico (OIP), representa uma flutuação multidecadal de TSM na bacia do Oceano Pacífico, que é caracterizada como sendo a fase positiva com os trópicos quentes e subtropicais mais frios, visualmente parecido com um “*boomerangue*”, e em sua fase negativa, valores opostos (SALINGER et al., 2001; HENLEY et al., 2015; CAI et al., 2019). TSM positiva no Pacífico leste tropical associada à fase positiva da OIP, induz anomalias positivas de pressão sobre o Pacífico oeste tropical e OI; e as anomalias de vento em superfície enfraquecem a Circulação de Walker, a qual diminui a nebulosidade e aumenta o nível médio do mar, dessa forma, também aumentando a TSM no OI (DONG et al., 2016).

A Célula de Walker, por ser uma circulação atmosférica vertical de grande escala, mostra a forte relação entre as bacias oceânicas, principalmente, por acoplar os modos dominantes de variabilidade nos trópicos (KATJAR et al., 2017). Meehl et al. (2021) mostraram como a Circulação de Walker contribui também para as teleconexões, e segundo Cook (2001), é responsável por interligar o ENOS, independente da fase, com todas as regiões tropicais. Durante a ocorrência do ENOS, a modificação na Célula de Walker é responsável por transferir calor para o OI e isso se observa com relação à tendência de aquecimento do mesmo (ROXY et al., 2014). O aquecimento multidecadal do OI induz movimentos de leste na superfície do Pacífico ocidental, a partir da

circulação de Walker alterada, o que ocasiona um padrão La Niña (LUO et al., 2012).

Além da interação atmosférica, as respectivas bacias possuem a ligação oceânica pela ITF, que normalmente se observa ativa, pelo impacto direto na estrutura termohalina do OI (SCHOTT et al., 2009). O vento é o fator determinante para definir a força do fluxo (WANG, 2019), que compõe a circulação oceânica global e é responsável pelo transporte de massa, calor e sal, entre o Oceano Pacífico e o Índico (SPRINTALL et al., 2014). Os resultados de Dong e McPhaden (2016), observaram que, mudanças no transporte oceânico via ITF e no vento superficial do OI são referentes a alteração na Célula de Walker relacionadas a transição de fases da Oscilação Decadal do Pacífico. E assim, mudanças no gradiente de tendências de TSM no OI foram forçados pelo aumento do transporte via ITF.

2.5 Interação entre o Oceano Pacífico e o Oceano Atlântico

Um dos meios de interação entre o Oceano Atlântico e o Oceano Pacífico é pelo estreito da América Central - *“isthmus”*, o qual é responsável pelo fluxo de umidade de nordeste, e que com a exportação de umidade, acarreta a salinificação das águas subtropicais do Atlântico (RITCHER; XIE, 2010). No Atlântico Norte é onde se encontra a AMOC, a qual é considerada como fonte de variabilidade multidecadal para o respectivo oceano (ZHANG; DELWORTH, 2007) e que pode ser impactada por alterações tanto atmosféricas, quanto oceânicas na região. Também há autores que descrevem a ligação através de uma ponte atmosférica entre as duas bacias oceânicas (CAI et al., 2019; WANG, 2019; HOUNSOU-GBO et al., 2020).

Por se tratar das duas maiores bacias oceânicas e principalmente pela existência de um dos principais eventos acoplados, existem muitos trabalhos relacionando o Oceano Pacífico e o Atlântico. Com variabilidade interanual e mais fraco que o El Niño do Pacífico, no Oceano Atlântico ocorre o Atlântico Niño, ou fase quente do Modo Equatorial do Atlântico (KATJAR et al., 2017). Na fase quente corresponde a TSM mais elevada, cobrindo toda região equatorial (40W, 20E, 5N, 5S) em JJAS (MARTÍN-REY et al., 2015), redução da pressão ao nível médio

do mar (ZHANG E HAN, 2021) e ventos alísios enfraquecidos no Atlântico ocidental equatorial (WANG et al., 2004). Rodriguez-Fonseca et al. (2009) destacaram que o ramo ascendente mais intenso da Circulação de Walker no Atlântico equatorial, durante a fase positiva do Atlântico Niño, induz uma divergência superficial anômala no Pacífico equatorial, o qual potencializa o desenvolvimento da La Niña no próximo DJF (Dezembro, Janeiro e Fevereiro). Independentemente, o Atlântico Niño e a TSM no Atlântico Norte Tropical são preditores de diferentes fases de ENOS. Isso acontece pela diferença de localização da anomalia do vento no Pacífico Norte, sendo equatorial e subtropical, respectivamente (HAM et al., 2013). Para Cai et al. (2019), o aquecimento anômalo do Atlântico Norte Tropical afeta o ENOS, pois causa anomalias de vento sobre o Pacífico subtropical, e que podem iniciar uma La Niña. Ainda segundo os mesmos autores, a interação do Pacífico com a Atlântico Norte Tropical se mostrou mais forte do que a interação com o Atlântico equatorial. Mesmo não conseguindo relacionar a ocorrência do Atlântico Niño com a previsibilidade do ENOS, Martín-Rey et al. (2015) identificaram que a TSM do Atlântico tropical em JJAS (período de junho a setembro) é responsável por induzir a tensão do vento sobre o Pacífico ocidental e oriental em JASO (período de julho a outubro). A variabilidade do Oceano Atlântico Sul, especificamente o Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (DSAS) em DJF, mostrou contribuir para ocorrência de ENOS (HAM et al., 2021). Segundo os autores, DSAS na sua fase positiva, compreende anomalias positivas de TSM em altas latitudes (40-60S) e anomalias negativas na área subtropical (20-30S).

Segundo Nobre e Shukla (1996), a variabilidade interanual no Atlântico Tropical é dominada por anomalias de TSM e do vento, onde alterações na circulação atmosférica precedem o desenvolvimento das anomalias de TSM, que se formam na costa africana e se deslocam para o oeste. No Atlântico Norte Tropical, esses padrões de circulação estão sincronizados com o ciclo sazonal, sendo mais evidentes nos meses que antecedem de março a maior. Além disso, o El Niño no Pacífico pode modificar essa circulação por meio de teleconexões atmosféricas, impactando as anomalias de vento e temperatura no Atlântico. O que para Pezzi e Cavalcanti (2001), as anomalias de TSM no Atlântico Tropical

modulam os impactos do ENSO na América do Sul. Durante La Niña, o Atlântico tem maior influência sobre o Nordeste e outras regiões, enquanto em El Niño, o Pacífico domina, afetando o norte do Nordeste e o centro-sul do continente de forma distinta.

Para Wang et al. (2004), a circulação de Walker e a célula de Hadley servem como ponte troposférica para transferir anomalias de TSM do ENOS para o Atlântico, e induzir anomalias de TSM no Atlântico tropical Norte, simultaneamente com o desenvolvimento da piscina quente na região. Esse mecanismo acontece através do aquecimento do Pacífico tropical, o qual gera o trem de onda *Pacific-North American* (PNA, em inglês) que se estende até o sudeste dos Estados Unidos e Golfo do México, fazendo com que as anomalias de pressão mais baixa enfraqueçam os ventos, resultando em um aquecimento no Atlântico norte tropical durante o trimestre MAM (Março, Abril e Maio) seguinte à ocorrência do El Niño em dezembro (CAI et al., 2019; WANG, 2019). Wang et al. (2004) também identificam o padrão *Pacific-South American* (PSA, em inglês) e destacam que eventos de El Niño podem estimular esses padrões de teleconexão que afetam latitudes médias e altas em ambos os hemisférios.

Para Gimeno et al. (2010), grande parte do Oceano Atlântico Norte subtropical serve como fonte de umidade, no inverno, para grande parte do México, Europa e Ásia. Por outro lado, as maiores fontes oceânicas de umidade ficam confinadas em fornecer umidade para sul da Índia e Oceano Pacífico Norte. A maioria das grandes áreas continentais recebe umidade de uma ou duas fontes localizadas no mesmo hemisfério, mesmo considerando variações sazonais significativas (por exemplo, Norte da Europa ou Leste da América do Norte). Essas, por sua vez, ficam mais expostas a eventos de seca extrema, considerando as mudanças climáticas ou até mesmo a variabilidade natural. Enquanto isso, outras recebem umidade de ambos os hemisférios com grandes variações sazonais (por exemplo, região norte da América do Sul) (GIMENO et al., 2010; GIMENO et al., 2012). Diferente das regiões afetadas pelos regimes de monções, como Índia e África tropical, as quais recebem água de várias fontes de origem.

Existem regiões oceânicas que fornecem umidade para precipitação continental durante o ano todo, já outras possuem um forte padrão sazonal (ENT; SAVENIJE (2013). Por exemplo, as regiões do Oceano Pacífico Norte e Oceano Atlântico Norte se apresentam muito mais evidentes durante o período de outubro a março, justamente quando o oceano está mais quente que o continente, indicando um forte acoplamento terra-atmosfera. Por isso, considerando a tendência de aumento da temperatura, o que já vem sendo observada nas últimas décadas, considerar a existência destas fontes de origem de umidade no futuro, talvez seja uma decisão bastante desafiadora (GIMENO et al., 2010), uma vez que elas podem sofrer algum tipo de alteração.

2.6 Interação entre o Oceano Índico e o Oceano Atlântico

Mesmo sendo bacias oceânicas próximas, a relação e a interação entre os oceanos Atlântico e Índico ainda não foi totalmente explorada (KATJAR et al., 2017; ZHANG; HAN, 2021; GAO et al., 2023).

Estes oceanos estão fisicamente ligados pelo *“Agulhas leakage”*, ao sul do continente africano (WANG, 2019) e são considerados importantes como fonte de umidade para a região da África oriental (NYAKWADA et al. 2009). Para Gao et al. (2023), as teleconexões atmosféricas são as principais responsáveis pelas mudanças do Atlântico alcançarem o Índico em latitudes médias. Um exemplo de interação é o Jato Asiático, que segundo autores, faz com que a Monção da Índia seja modulada pelo Atlântico Niño (YADAV et al., 2018). Corroborando com esse resultado, Wang (2019) destacou que o Atlântico Niño induz anomalias de vento de leste no Oceano Índico, e faz com que o vento médio de sudoeste seja reduzido, resultando no enfraquecimento das monções indianas.

Outra relação é o impacto do DOI no Atlântico Niño. Zhang e Han (2021) realizaram compostos defasados e destacaram que durante o DOI positivo, anomalias de precipitação e dos ventos de leste ocorrem no Índico tropical e ocasionam anomalias do vento e de TSM sobre o Atlântico tropical. Os autores ainda sugerem que: após o pico do DOI, as interações locais oceano-atmosfera mantêm o desenvolvimento do Atlântico Niño; a precipitação intensificada no Atlântico equatorial e reduzida a norte faz com que ocorra um deslocamento ao

equador da ZCIT; que o Atlântico Niño acontece cerca de 3-5 meses após um evento de DOI; e também, que o DOI pode ocorrer totalmente independente do ENOS. De acordo com esses resultados, Liu et al. (2023) usaram modelos para analisar o impacto do DOI na previsão do Atlântico Niño. Os autores destacaram o DOI de SON (Setembro, Outubro e Novembro) para prever o Atlântico Niño no DJF seguinte, e também que a intensidade da resposta na precipitação está relacionada com a TSM mais alta no OI tropical, o que induz a uma resposta mais forte da circulação atmosférica associada.

Outra interação entre as respectivas bacias foi encontrada por Hu e Fedorov (2019). Os autores analisaram diferentes simulações e identificaram que o aquecimento do Oceano Índico intensifica a AMOC. Segundo eles, um dos mecanismos responsáveis pelo impacto na AMOC pela TSM do Índico é causado pela liberação de calor da convecção devido a TSM positiva, a qual induz um padrão de teleconexão atmosférica extratropical com trens de onda se propagando para os pólos e para o leste. Dessa forma, o dipolo meridional da pressão em superfície sobre o Atlântico Norte implica no fortalecimento dos ventos de oeste em superfície, os quais aumentam os fluxos de calor sensível e latente para atmosfera, resultando na perda de fluatibilidade em superfície, favorecendo a convecção oceânica mais forte e, portanto, uma AMOC mais intensa.

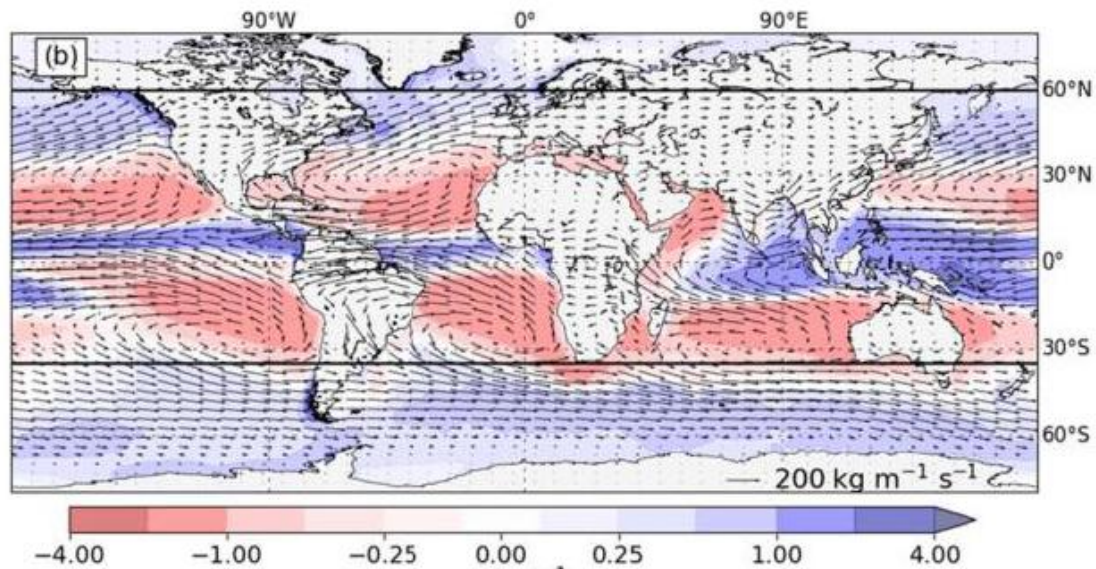
Com todas as evidências apresentadas, entender o desenvolvimento e o comportamento destas interações e das teleconexões ao redor do globo, se torna fundamental para identificar os seus impactos. Isso se torna importante, uma vez que todas as bacias oceânicas vêm demonstrando aquecimento ao longo dos últimos anos, com destaque para o maior aquecimento na bacia do Oceano Índico (COLLINS et al., 2013). Como já destacado anteriormente, todas as bacias oceânicas são conectadas fisicamente ou remotamente, e uma é capaz de alterar e impactar os eventos uma das outras. Como evidenciado por Meehl et al. (2021), a relação entre a variabilidade da TSM entre o Oceano Atlântico e o Pacífico, e como também a Circulação de Walker pode contribuir para as teleconexões.

O Oceano Índico vem aquecendo desde meados de 1950 (COLLINS et al., 2013), e esse aquecimento não foi espacialmente uniforme em toda a bacia (IHARA et al., 2008; ROXY et al., 2014; HAN et al., 2014; DONG; MCPHADEN, 2016; DONG; MCPHADEN, 2017; DHAME et al., 2020). O OI tem mostrado as maiores taxas de aquecimento ao longo dos últimos anos (Figura 1), e algumas pesquisas buscam entender a relação do aquecimento com: o aumento do vapor de água atmosférico e outros fluxos, a interação com outras bacias oceânicas, possíveis alterações na circulação atmosférica na escala global e também os impactos deste aquecimento (DU; XIE, 2008; HAN et al., 2014; DONG; MCPHADEN, 2016; ZHANG et al., 2018; HU; FEDOROV, 2019; DHAME et al., 2020).

O aquecimento dos oceanos se relaciona diretamente com uma maior evaporação e, conseqüentemente, com uma maior disponibilidade de umidade para ser transportada. Dessa forma, a circulação atmosférica é totalmente relevante para o fluxo de umidade, incluindo também energia, precipitação e para as interações superfície-atmosfera-oceano. Em escala global, o transporte horizontal de umidade de regiões oceânicas de evaporação para as zonas de convergência de umidade é resultado principalmente do equilíbrio da umidade atmosférica (ALLAN et al., 2020).

O fluxo de umidade associado com a circulação atmosférica (Figura 2.3 é observado entre todas as bacias oceânicas, Oceano Atlântico para o Pacífico, Oceano Índico para Pacífico, entre outros (CAI et al., 2019; CRAIG et al., 2020). Existem diversos trabalhos que tratam especificamente de interações entre bacias oceânicas. Por exemplo, Richter e Xie (2010) exploraram o transporte de umidade do Atlântico para o Pacífico pela América Central, inclusive considerando alguns cenários de aumento de CO₂ e também impactos na circulação termohalina do Atlântico Norte.

Figura 2.3. Média anual de P-E a partir da divergência de fluxo de umidade verticalmente integrada. Dados do ERA-INTERIM para o período de 1979–2014 (em cores) e fluxos de umidade integrados verticalmente (vetores).



Fonte: Adaptada de Craig et al. (2020).

Para Allan et al. (2020), os fluxos de umidade mais intensos, em escala regional, poderão amplificar as estações úmidas/secas e os eventos de tempo severo. Isso pode acontecer, principalmente, com a possibilidade de aumento de sua duração ou persistência impulsionado pelo enfraquecimento da circulação tropical. Os efeitos em escala local são adicionalmente modulados pelos feedbacks da superfície da terra e da interação entre a vegetação e as concentrações crescentes de CO₂, somados à interferência humana no ciclo da água, através do seu uso e das mudanças no uso da terra.

Assumindo a umidade relativa na troposfera inferior e o fluxo inalterado, o transporte de vapor de água para os polos e a relação de E-P, indicam as condições de “*wet-get-wetter and dry-get drier*” (WWDD), regiões úmidas se tornam mais úmidas e as regiões secas se tornam mais secas (HELD; SODEN, 2006; GREVE et al., 2014; KUMAR et al., 2015). Dessa forma, indicando o aumento nas principais regiões de chuva tropicais e diminuindo em suas bordas e em regiões subtropicais secas (XIE et al., 2010). Porém, o padrão WWDD se mostra mais relevante sobre os oceanos ou regiões continentais muito úmidas

do que em áreas secas (HELD; SODEN, 2006; KUMAR et al., 2015). Isto se deve ao aumento do vapor de água na baixa troposfera, devido ao aumento da temperatura, que intensifica o transporte de umidade pela circulação. Isso ocasiona uma maior convergência de umidade em zonas de convergência e uma maior divergência em áreas divergentes, aumentando o contraste de E-P entre essas regiões (COLLINS et al., 2013). Outra teoria foi encontrada por Chadwick et al. (2013), que explicam que esse aumento da umidade específica a 2 metros na camada limite, sem alteração no padrão de circulação, não pode levar ao “*dry-get-drier*” na precipitação em qualquer região, mesmo que funcione para E-P. Portanto, se o “*dry-get-drier*” ocorre para a precipitação em algumas regiões, mudanças na circulação também estão sendo observadas.

Para o transporte de umidade tropical, Knippertz et al. (2013) mostraram que este movimento para os extratropicos é uma característica importante da circulação geral da atmosfera para ambos os hemisférios, principalmente por conectar fontes de umidade tropical à precipitação extratropical. No Hemisfério Sul, foram identificados os valores máximos do transporte a oeste dos principais anticiclones subtropicais: no Pacífico central e oriental, a leste da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente, no Oceano Índico ocidental, e um mais fraco a oeste da Austrália. Com foco específico para a bacia de um rio no sul da África, Rapolaki et al. (2020) identificaram que a umidade da região tem origem em algumas fontes oceânicas, por exemplo, Oceano Índico tropical ocidental e sudoeste e até mesmo Oceano Atlântico sudeste tropical e subtropical. De forma semelhante, resultados encontrados por Vigaud et al. (2009), que analisaram o fluxo de umidade para o sul da África, destacam uma potencial influência exercida pelo Oceano Índico, uma vez que este oceano é considerado como a principal fonte de vapor de água para a região.

Enquanto isso, Zhang et al. (2018) analisaram a relação entre a TSM do Oceano Índico com a OIP e indicaram que o aquecimento contínuo e as forçantes externas naturais influenciam na variabilidade decadal e interdecadal da TSM do Oceano Índico. Outros experimentos usando cenários de aquecimento no Oceano Índico, indicam respostas da AMOC, principalmente considerando década e século (FERSTER et al., 2021). Os autores identificaram que a

resposta rápida (décadas) ao aquecimento do Índico é influenciada pelo resfriamento em superfície no Mar de Labrador, e que a resposta mais lenta (multi-decadais a centenárias) é influenciada pela advecção das anomalias de salinidade positiva do Atlântico tropical. Essa influência acontece, pois, o balanço de E-P no Atlântico tropical altera a salinidade local, juntamente com a advecção de salinidade da Corrente do Golfo, que por sua vez, acaba afetando o Mar de Labrador no Atlântico Norte (ORIHUELA-PINTO et al., 2023). Para os experimentos de Dhame et al. (2020), o aquecimento do Oceano Índico pode ter influências consideráveis nas tendências da circulação atmosférica global, uma vez que altera condições locais e também remotas, influenciando algumas variáveis como, a precipitação.

Dessa forma, com o aumento observado da TSM na bacia do Oceano Índico, ocasionando o aumento de umidade disponível na atmosfera e a relação dessa bacia com as demais, se torna necessário compreender a interação do fluxo de umidade entre as bacias do Oceano Índico e o Oceano Atlântico, e principalmente, o que pode influenciar na América do Sul.

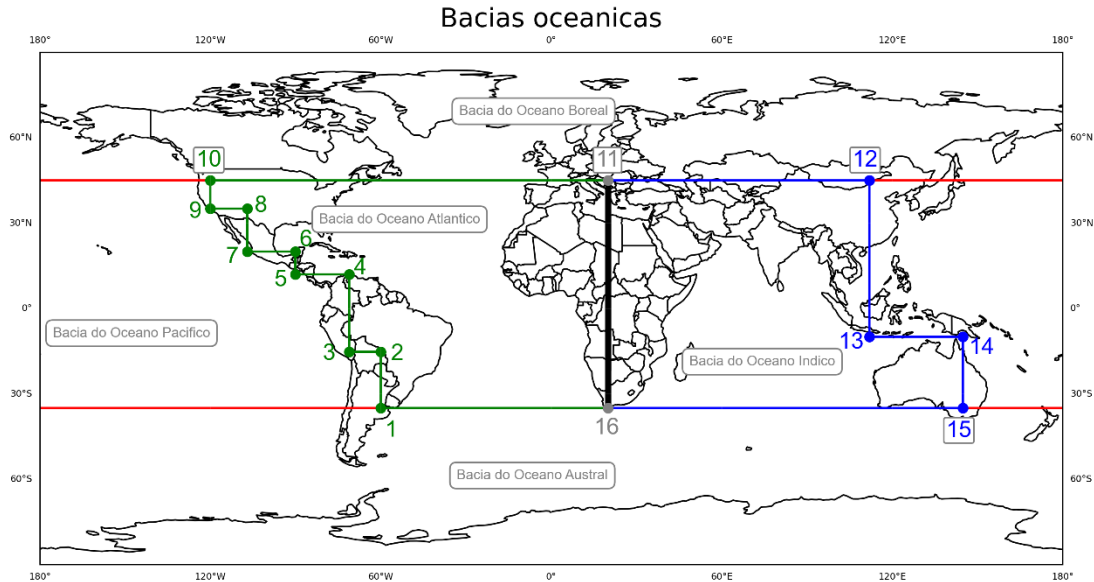
3 DADOS E METODOLOGIA

Com o objetivo de especificar uma análise individual, cada uma das bacias oceânicas foi separada, principalmente para analisar o fluxo de umidade entre elas e também, sobre o segmento chave deste estudo, que é o segmento 11-16 (Figura 3.1), sobre a África. O segmento 11-16 ou segmento sobre a África foi escolhido por estar entre as bacias do Atlântico e Índico, e devido a lacuna de conhecimento existente.

As bacias foram segmentadas em: Bacia do Oceano Boreal (em referência ao oceano no entorno do Ártico), Bacia do Oceano Pacífico, Bacia do Oceano Atlântico, Bacia do Oceano Índico e Bacia do Oceano Austral (em referência ao oceano no entorno da Antártica), de acordo com a identificação da Figura 3.1. As coordenadas utilizadas foram baseadas em Craig (2018), o qual considerou sua delimitação referenciando as bacias hidrográficas e a topografia continental.

Foram identificados pontos no encontro dos segmentos, com o objetivo de analisar detalhes mais específicos de cada um dos segmentos por cada região. Os segmentos sobre o contorno oeste das Américas correspondem aos pontos de 1 a 10; o segmento entre os pontos 11 e 16 foi localizado sobre a África (em destaque, pois é o segmento de interesse da presente tese); os segmentos sobre leste da Ásia, Indonésia e Austrália foram identificados com os pontos de 12 a 15; e o encontro de todos os segmentos e pontos fecham todas as bacias oceânicas identificadas acima e na figura correspondente.

Figura 3.1. Setorização das bacias oceânicas, compreendendo de Bacia do Oceano Boreal, Bacia do Oceano Pacífico, Bacia do Oceano Atlântico, Bacia do Oceano Índico e Bacia do Oceano Austral. Em verde, destacado os limites da bacia do Oceano Atlântico, em azul a bacia do Oceano Índico e em vermelho, a bacia do Oceano Pacífico.



Fonte: Produção da autora.

3.1 Dados

Na presente tese foram utilizados dados de reanálise, tanto para as variáveis oceânicas, quanto para as variáveis atmosféricas. As reanálises fornecem uma descrição do clima, a partir de uma combinação entre modelos e observações (HERSBACH; DEE, 2016).

Para os dados atmosféricos foram utilizados a reanálise do ERA5 (HERSBACH et al., 2020). Este conjunto compreende da versão mais recente desenvolvida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Estes dados possuem diversas variáveis, com uma resolução de até 0.25° (dependendo dos parâmetros), uma resolução horizontal de 31 km em 137 níveis de pressão e uma série temporal extensa, de 1940 até os dias de hoje.

Para o presente estudo, as médias mensais de precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e evaporação ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) foram baixadas para um nível único de pressão atmosférica (segundo a descrição do dado, *single level pressure*). Para os dados de vento (componentes U e V, em m/s), e umidade específica (kg/kg), os dados

foram baixados para cada nível de pressão, compreendendo de 1000 a 500 hPa. O período utilizado foi de 1959 a 2020 e com a resolução de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Quanto aos dados oceânicos, foi utilizada a reanálise oceânica ORAS5 (*Ocean Reanalysis System 5*) (ZUO et al., 2018). Segundo Zuo et al. (2018), o ECMWF estima o estado do oceano global, por meio de um sistema de análise, a partir de um conjunto de dados de gelo marinho e oceano global, composto por 5 membros. Essa reanálise compreende dados com resolução de 0.25° na horizontal, 75 níveis na vertical e dados desde 1958.

Neste estudo os dados mensais utilizados foram salinidade (PSU) e TSM ($^\circ\text{C}$), com a resolução de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, para o período respectivo de análise, de 1959 a 2020. A confiança nos dados de salinidade tem melhorado com avanços na reanálise oceânica, especialmente com a assimilação de dados do Projeto Argo (WANG et al., 2023). Segundo os autores, embora áreas costeiras e polares ainda apresentem desafios devido à falta de dados diretos, as melhorias nos modelos e nas técnicas de assimilação aumentam a precisão e a confiabilidade geral desses dados, especialmente em regiões de maior cobertura.

Vale destacar que a confiabilidade dos dados de reanálise antes de 1980 é reduzida devido à menor disponibilidade de observações in situ e à ausência de dados de satélite. Segundo Dee et al. (2011) e Hersbach et al. (2020) especialmente em regiões oceânicas e polares, as incertezas são maiores no período pré-satélite, uma vez que as observações eram mais escassas e dependiam principalmente de registros de superfície e radiossondagens. Mesmo assim, optamos por uma série de dados maior, vide a importância e a novidade do assunto, mas destacamos que os anos anteriores a 1980 devem ser interpretados com cuidado, considerando essas limitações aos dados.

3.2 Metodologia

A metodologia do presente estudo foi separada na ordem cronológica, de acordo com o desenvolvimento do trabalho. No primeiro momento, os dados foram validados de acordo com a literatura, para que as análises fossem usadas de maneira adequada.

3.2.1 Cálculo do fluxo de umidade e da divergência integrados verticalmente

No período de download dos dados, a variável fluxo de umidade integrado verticalmente em níveis de pressão atmosféricos não estava disponível. Neste caso, foi utilizada a equação descrita em Peixoto e Oort (1993) (Equação 3.1 e 3.2) para o desenvolvimento do cálculo.

$$Qu = \int_{p_0}^{p_1} qu dp \quad (3.1)$$

$$Qv = \int_{p_0}^{p_1} qv dp \quad (3.2)$$

Onde q é umidade específica, u e v representam as componentes zonal e meridional do vento, p_0 aqui foi considerado como 1000 hPa e p_1 o nível que representa o limite superior que a pressão foi integrada, no caso 500 hPa.

A divergência do fluxo de umidade também não estava disponível, e por isso, foi necessário utilizar a Equação 3.3, para o cálculo:

$$\nabla \cdot \vec{U} = \frac{\partial qu}{\partial x} + \frac{\partial qv}{\partial y} \quad (3.3)$$

3.2.2 Climatologia e regressão linear

Para entender o comportamento do fluxo de umidade e da evaporação menos a precipitação (E-P) ao longo do período, foram feitas análises focando na climatologia, com ênfase sazonal.

Com o objetivo de analisar como a variável se comportou durante o período e quais regiões tiveram valores mais significantes, foi feito o cálculo da tendência dos dados. As variáveis utilizadas foram evaporação, precipitação, especificamente E-P e salinidade com o objetivo de verificar a possibilidade de tendência ou não, ao longo do período e também a significância. O nível de

confiança utilizado para significância estatística foi de 99% e utilizado a regressão linear simples (Equação 3.4). Aqui, o teste de hipótese do coeficiente angular, para o modelo de regressão linear, se baseia no teste Wald (Equação 3.5) com a distribuição t , para calcular o p -value.

$$Y = \beta_0 + \beta_1 x + \varepsilon \quad (3.4)$$

Onde Y é a variável dependente, X a variável independente, β_0 a interseção da linha no eixo y , β_1 a inclinação da reta, e ε erro ou função de perda.

$$Teste\ Wald = \frac{\hat{\beta}_1 - 0}{se(\hat{\beta}_1)} \quad (3.5)$$

Onde $\hat{\beta}_1$ é o coeficiente estimado e o se considerado seu erro padrão.

Para confirmar a significância do teste de Wald, em um primeiro momento, também foi utilizado o teste não-paramétrico Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1955). No entanto, todos os parâmetros estatísticos utilizados e apresentados nos resultados, foram provenientes do da regressão linear.

3.2.3 Somatório do fluxo de umidade nos segmentos

Com o objetivo de obter uma melhor visualização dos resultados, foi realizado o somatório do fluxo de umidade para cada segmento (Equação 3.6), ou seja, entre dois pontos que unem um único segmento, foram somados todos os valores do fluxo de umidade dentro desse intervalo de coordenadas.

A ideia de separar as bacias em segmentos foi para identificar e quantificar o fluxo de umidade entre cada uma delas, e também o conteúdo total respectivo para as análises sazonais. Vários trabalhos realizados sobre o fluxo de umidade, utilizaram da separação em segmentos para uma análise mais detalhada (BROECKER, 1991; RODRIGUEZ et al., 2011; LEVANG; SCHMITT, 2015; CRAIG, 2018; CRAIG et al., 2023)

$$\begin{aligned}
& \text{Fluxo seg } p1 \text{ } p2 & (3.6) \\
& = \sum_{p1}^{p2} \text{Fluxo}(\text{lat } p1: \text{lat } p2) \\
& + \text{Fluxo}(\text{lon } p1: \text{lon } p2)
\end{aligned}$$

Considerando que Fluxo como sendo nas duas direções (em U e em V), lat representa a latitude do respectivo ponto e lon a longitude do respectivo ponto.

O plano cartesiano foi utilizado como referência no presente estudo. O fluxo de umidade em U, foi considerado como U+ para leste e U- para oeste. E o fluxo de umidade em V, foi usado como V+ para norte e V- para sul. Dessa forma, para simplificar os resultados obtidos, cada segmento resultou em um vetor de referência, quanto a direção e a intensidade do fluxo de umidade resultante. As cores fazem referência a valores positivos, em vermelho e valores negativos em azul. Com relação a intensidade, os vetores foram classificados conforme a Figura 3.2.

Figura 3.2. Classificação da intensidade dos vetores. Sendo o primeiro, $|\text{vetor}| > 0,05 \text{ Sv}$, o segundo $0,025 \text{ Sv} > |\text{vetor}| > 0,05 \text{ Sv}$ e o terceiro, $0 > |\text{vetor}| > 0,025 \text{ Sv}$.



Fonte: Produção da autora.

Considerando cada bacia oceânica de maneira individualizada e fechada em todos os segmentos, posteriormente, foi calculado o conteúdo total de cada bacia oceânica (Equação 3.7). Dessa forma, o total é resultado do fluxo de entrada menos o fluxo de saída, em cada uma delas. Em um segundo momento, foram plotadas as séries temporais, respectivas a cada uma das bacias e também, do segmento de interesse 11-16. A regressão linear simples e seus parâmetros também foram identificados nesta etapa.

Total do fluxo na bacia

$$\begin{aligned} &= \textit{Fluxo entrada} \\ &- \textit{Fluxo de saída} \end{aligned} \tag{3.7}$$

Onde o fluxo entrada é considerado todo o fluxo de umidade que entra na respectiva bacia oceânica e o fluxo saída todo o fluxo que sai da bacia.

Posteriormente, foram analisadas as séries temporais específicas das bacias do Oceano Índico e também do Oceano Atlântico. Em ambas foram feitas a regressão linear das séries, com a identificação dos respectivos parâmetros estatísticos, e identificadas as significâncias, com foco anual e sazonal. Para cada lado dos segmentos identificados na Figura 5, foi feita a regressão linear para poder indicar e quantificar a tendência individualizada de cada lado do segmento.

O método utilizado neste trabalho, especialmente a análise por "caixas", apresenta limitações, como a incapacidade de detalhar os processos internos de cada bacia oceânica e identificar as fontes e os sumidouros de umidade. Para suprir essa lacuna, o método Lagrangiano pode ser uma alternativa, pois permite destacar as contribuições dinâmicas e/ou termodinâmicas no fluxo de umidade. Apesar dessas limitações, o método escolhido oferece uma contribuição importante para o entendimento da intensidade e da direção do fluxo de umidade entre as bacias oceânicas. Além disso, é uma abordagem simples que não exige uma estrutura computacional de alto desempenho nem o uso de modelos climáticos complexos.

3.2.4 Análise de correlação e compostos

Para entender a relação e a intensidade entre algumas variáveis, principalmente, entre o Oceano Índico e o Oceano Atlântico, a correlação e os compostos foram desenvolvidos.

Essa análise já vem sendo realizada por muitos pesquisadores, como por exemplo, em Rao e Goswami (1988), que descobriram uma correlação entre a TSM e a precipitação na região da Monção da Índia, indicando correlação

positiva pré Monção e correlação negativa pós Monção. Outros trabalhos também utilizam esta metodologia, usando diferentes regiões do globo, para entender suas interações, e também para analisar as relações entre fenômenos, como por exemplo, o ENOS (WALKER, 1990; SEGELE et al., 2009; VIGAUD et al., 2009; DIRO et al., 2011; DEZFULI; NICHOLSON, 2013; TERRAY et al., 2016; YANG et al., 2021; TSENG et al., 2023).

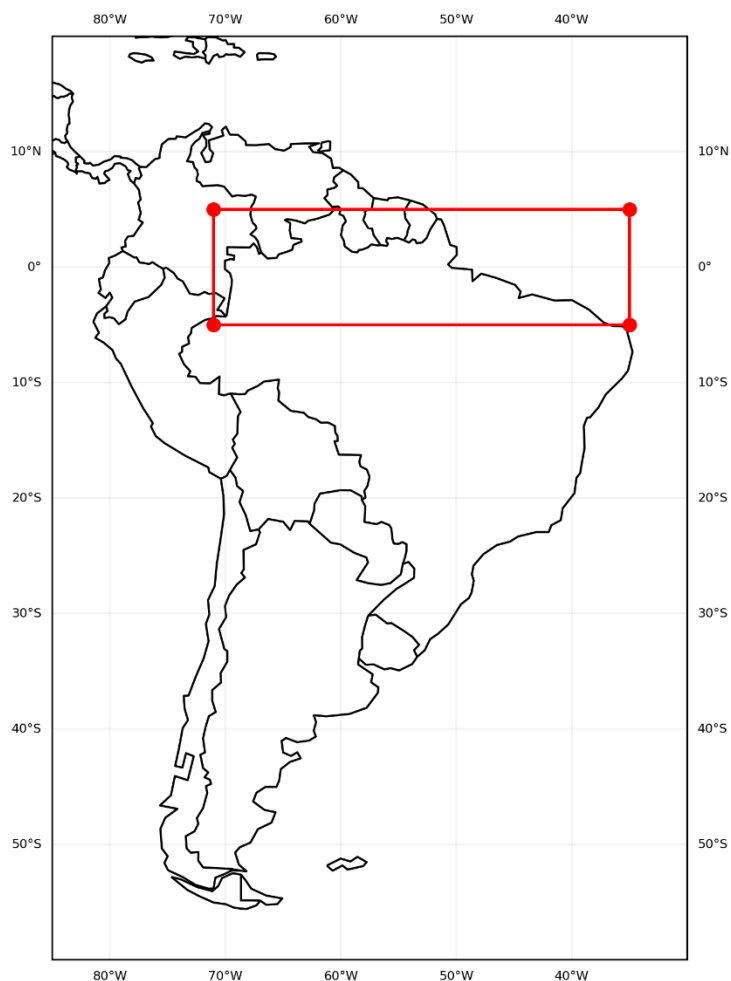
No primeiro momento, foi removida a tendência dos dados, a fim de analisar as alterações interanuais sem as influências de longo prazo. As correlações entre a série temporal e cada ponto de grade foram realizadas nos períodos sazonais entre as variáveis: a TSM do Oceano Índico e E-P no Oceano Atlântico, com o fluxo de umidade específico do segmento 11-16. Para testar os dados foram submetidos ao teste de Pearson (LEE RODGERS; NICEWANDER, 1987) e o teste de Spearman, para comparações. Por fim, foi escolhido e usado o teste de correlação de Pearson, devido à semelhança dos resultados (aqui não apresentados) com nível de confiança de 95%.

A análise dos compostos também foi feita entre as mesmas variáveis usadas para a correlação. A única diferença foi que a análise das variáveis-chave (TSM do Oceano Índico e E-P do Oceano Atlântico) foram realizadas pela anomalia das mesmas. Foram selecionados os anos considerando que o fluxo de umidade positivo, sendo $>$ (maior) que 1 desvio padrão e quando o fluxo de umidade negativo, sendo $<$ (menor) que -1 desvio padrão. O objetivo dessa análise foi entender e comparar possíveis padrões climáticos associados a condição do desvio padrão, e analisar como elas se comportam durante o período.

3.2.5 Análise dos extremos de precipitação

Com base nos resultados encontrados, foi selecionada uma área na região norte da América do Sul e parte do Oceano Atlântico adjacente, conforme Figura 3.3, para extração da série temporal da precipitação. A partir disso, os anos respectivos da precipitação nos percentis de 10 (p10) e de 90 (p90) foram separados, para que pudessem ser usados para o cálculo dos compostos, com o fluxo de umidade e a divergência, e também com a TSM, nas bacias do Oceano Atlântico e do Oceano Índico.

Figura 3.3 – Área delimitada como RAS para o recorte da precipitação sobre a região norte da AS.



Fonte: Produção da autora.

3.2.6 Estudo de caso

Para que os resultados encontrados no presente estudo fossem corroborados com os dados observados, foi selecionado o período de MAM do ano de 2017, para uma análise mais aprofundada. Na Seção 4.5 foi explicado o motivo de escolha do período e do ano citados acima. As variáveis utilizadas no presente item foram as mesmas já utilizadas e descritas ao longo do estudo.

4 RESULTADOS

4.1 Climatologia do fluxo e da divergência de umidade e tendência da precipitação e da evaporação

As climatologias sazonais de E-P, com seu respectivo perfil zonal de precipitação são representadas na Figura 4.1. Em uma escala global, sobre a superfície terrestre, E-P negativo, na região equatorial, é aproximadamente equilibrado pelo escoamento e armazenamento, e E-P positivo, nos subtrópicos, está aproximadamente equilibrado pelo escoamento do continente (ALLAN et al., 2020; CRAIG et al., 2020). Para Arias et al. (2023), a longo prazo, evaporação maior denota uma fonte de umidade, enquanto precipitação maior corresponde a sumidouro de umidade. A análise do estudo é a mesma, considerando o aumento de E-P indica um ambiente mais seco, com resultados positivos e uma diminuição de E-P, um ambiente mais úmido, com valores negativos.

Para Trenberth (1998), a variabilidade temporal da evaporação é bem menor que a da precipitação, dessa forma, a precipitação domina a variabilidade espacial e temporal de água doce em E-P, já que ela possui uma estrutura e um gradiente mais acentuado. De maneira simplificada, a relação de E-P para um determinado local, depende principalmente de mudanças em P, conforme destacado por Roderick et al. (2014). Ao analisar as variáveis por faixas latitudinais Craig (2018) encontrou resultados semelhantes, destacando que entre E e P, a precipitação é mais variável e que a mesma dominou a variabilidade de E-P no Oceano Atlântico (pelo menos até 2002). Já a precipitação no Oceano Pacífico tem se mostrado sempre maior do que a do Oceano Atlântico (CRAIG, 2018; DEY et al., 2023). Uma parte disso pode ser explicada devido ao fato que a região norte do Pacífico Norte é isolada de influências oceânicas e pelo excesso local da precipitação sobre a evaporação, torna a região mais úmida (EMILE-GEAY et al., 2003). Nas regiões subtropicais e das correntes oceânicas de fronteira oeste foram observadas variações sazonais da evaporação, principalmente nos oceanos do HN no período do inverno. Isso é resultante do aumento da velocidade do vento e da menor umidade relativa (CRAIG, 2018).

A evaporação líquida dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico subtropicais é a principal fonte de água para precipitação líquida na ZCIT em suas respectivas bacias (DEY et al., 2023). Os autores ainda destacam que na média anual, 67%, 64% e 85% da evaporação dos oceanos Índico, Atlântico e Pacífico, respectivamente, precipitam na mesma bacia oceânica. As regiões mais evaporativas estão nos subtrópicos, onde o ar seco e subsidente das altas pressões alimentam os alísios, que induzem uma forte evaporação e baixa precipitação. Já nas regiões úmidas que se localizam nos trópicos, a convergência dos ventos alísios força o ar carregado de água a subir em altitude, gerando nuvens e formando a ZCIT e a Zona de Convergência do Pacífico Sul (YU et al., 2020).

O Hemisfério Sul se encontra no verão em DJF (Figura 4.1a), e observamos as regiões com valores máximos de evaporação, por exemplo a região do Índico Central e Indonésia, e em outras indicando a ZCIT, Monção da América do Sul (GAN et al. 2004), atingindo cerca de 5 mm/dia para o HS e 8 mm/dia para o HN. No Oceano Atlântico, a convergência de umidade associada com a ZCIT é observada em torno de 2°S (HASTENRATH; HELLER 1977; CAVALCANTI et al. 2009; SCHNEIDER et al. 2014). Os maiores valores, indicando um ambiente mais seco, foram observados na região dos centros de altas pressões, localizados sobre os oceanos subtropicais. Essas informações podem ser vistas no perfil zonal de precipitação, onde na região equatorial e em latitudes médias, podem ser vistas os valores mais altos da precipitação, cerca de 6 mm/dia enquanto que os menores valores, onde encontram-se as altas pressões, com aproximadamente 1 mm/dia e nos polos atingindo zero. Nesse período, o HN tem um contraste intenso de E-P, entre Pacífico e Atlântico, e o motivo pode ser a comunicação atmosférica de água doce entre os giros subtropicais e subpolares (EMILE-GEAY et al., 2003). Corroborando com os resultados de Trenberth et al. (2007), os quais indicaram que o HN apresenta uma forte sazonalidade e o mínimo de evaporação e precipitação justamente em janeiro e fevereiro, quando as temperaturas estão mais baixas, sendo um limitante para a atmosfera a capacidade de retenção de água. Analisando separadamente a evaporação e a precipitação de janeiro a maio, Craig (2018) indica que os ciclos

anuais se comportam de maneira semelhante, com diminuição no período citado e aumento no restante do ano no Oceano Pacífico.

Em JJA (Figura 4.1c), a configuração muda, pois o Hemisfério Norte se encontra na estação de verão. Dessa forma a região que apresenta os mínimos valores para o balanço de E-P foi deslocada para norte, e observamos a Monção da Índia e do Leste Asiático com altos valores para precipitação. Respectivamente, estes valores atingem cerca de 12 mm/dia e cerca de 14 mm/dia. A variabilidade sazonal na intensidade e expansão/retração das altas subtropicais pode ser observada entre norte-sul e leste-oeste, entre o verão e o inverno no Hemisfério Sul (HASTENRATH 1985; MÄCHEL et al. 1998; SLINGO et al. 2005; REBOITA et al. 2019; XULU et al. 2020). Neste período a ZCIT é vista em torno de 14°N (HASTENRATH; HELLER 1977; CAVALCANTI et al. 2009; SCHNEIDER et al. 2014). Esses pontos podem ser vistos também no perfil zonal de precipitação, e vale destacar que em JJA a precipitação atinge seu valor máximo, ao longo do ano, cerca de 8,5 mm/dia, com relação a todo o globo.

No Pacífico tropical leste são observados altos valores para precipitação, indicando um ambiente mais úmido. Isso ocorre devido ao transporte de umidade pelo Panamá, uma vez que a circulação da Monção Indiana zonalmente anômala, impede a saída da umidade pela fronteira ocidental (FERREIRA et al., 2018). Nesse período, o Oceano Índico poderia ser visto com duas regiões subtropicais, pois possui altos valores para evaporação (mesmo que essa evaporação seja anormalmente forte devido à exportação de umidade relacionada ao período das monções) (CRAIG, 2018). Para Dey et al. (2023), entre junho e setembro, a água evaporada do Oceano Índico é transportada pelo Jato de Baixos Níveis da Somália (JBNS) para o sul da Ásia, representando cerca de 15% da evaporação total líquida do respectivo oceano.

As estações de transição, MAM (Figura 4.1b) e SON (Figura 4.1d), seguem o padrão da estação anterior correspondente, com menor intensidade. Observa-se a variabilidade e intensidade das regiões úmidas e dos centros de alta pressão, ao longo das estações. Em SON, o conteúdo de vapor de água nas regiões subtropicais é mais alto devido ao aumento da evaporação por causa

das regiões de tempestade, aumentando assim, o transporte meridional de vapor de água (CRAIG, 2018).

Ao longo do ano, o Oceano Índico apresentou os mesmos padrões de E-P, com algumas alterações na intensidade. Segundo Yu et al. (2020), no Oceano Índico Norte, a evaporação domina o Mar Arábico e a precipitação domina a Baía de Bengala. Sobre a África, quase toda evaporação da região oriental e central, retorna ao continente (ENT et al., 2010).

As variáveis aqui apresentadas se assemelham aos de Allan (2023), que comparou a relação de E-P em projeções. Além de que, os valores máximos positivos ocorrem globalmente, exceto em regiões subtropicais. A distribuição global da precipitação mostra semelhança com a distribuição do total de vapor de água na coluna atmosférica, especialmente nos trópicos, em áreas de convergência em baixos níveis e com alta TSM (GIMENO et al., 2012). A variabilidade sazonal de E-P é mais proeminente nos oceanos do HN e mais intensa em latitudes médias e baixas (YU, 2011).

Quanto aos oceanos, estes apresentam os valores máximos de evaporação no inverno no HN, resultado do aumento da velocidade do vento e da menor umidade relativa (CRAIG, 2018). A assimetria E-P é responsável por cerca de metade do contraste de salinidade entre as bacias do Atlântico e do Pacífico em geral (FERREIRA et al., 2018), e independente do sinal do balanço entre E-P, conseguem influenciar a salinidade regional (ALLAN et al., 2020). Para Stohl e James (2005), o transporte de ar do Pacífico Norte produz evaporação líquida sobre o Atlântico Norte e o transporte de ar do Oceano Índico produz precipitação líquida sobre o Pacífico.

Figura 4.1 - Média sazonal de E-P (evaporação menos precipitação) e do perfil zonal de precipitação, ambos em mm/dia, para o período de 1959 a 2020. Os painéis representam as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON. As linhas em preto são as delimitações definidas na Figura 3.1.

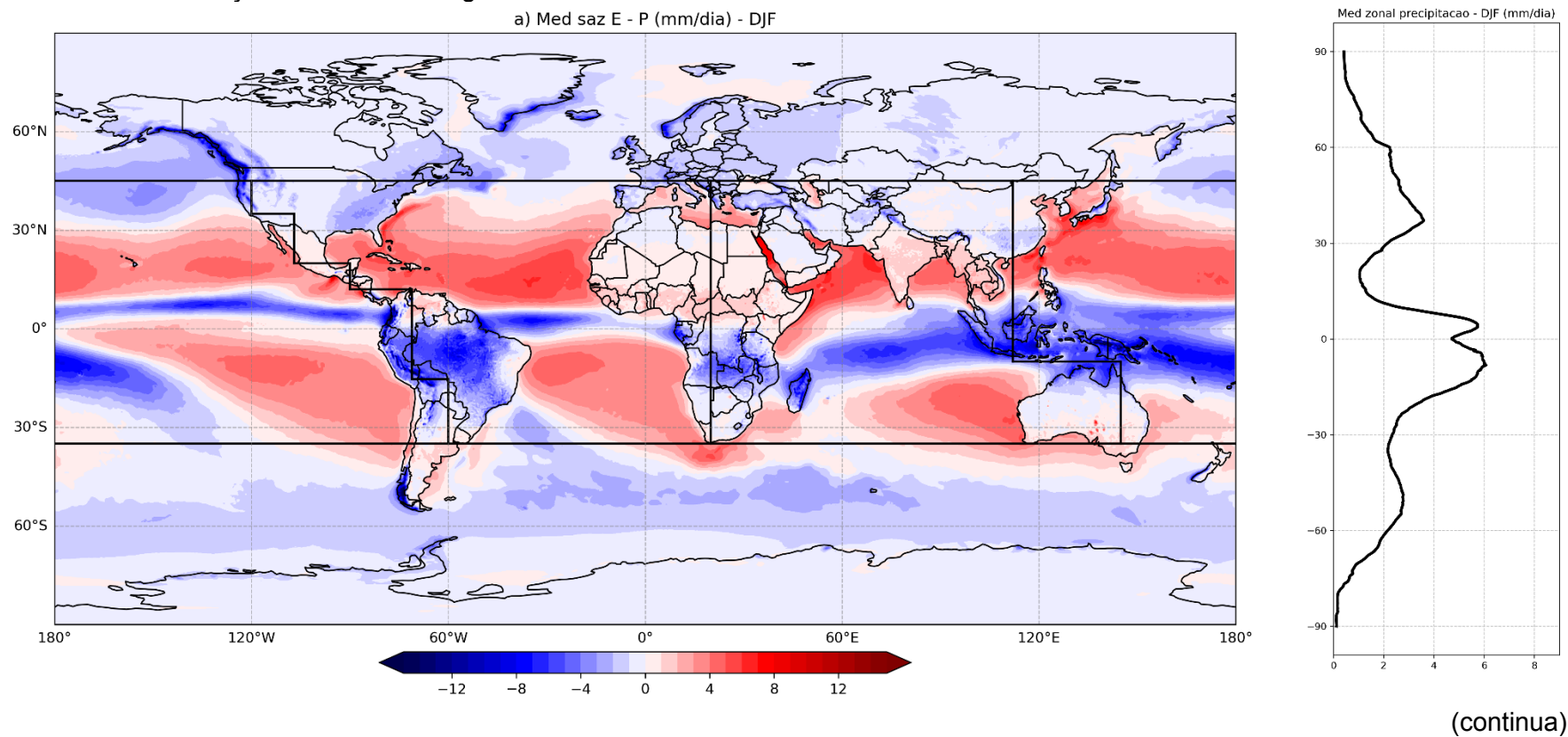
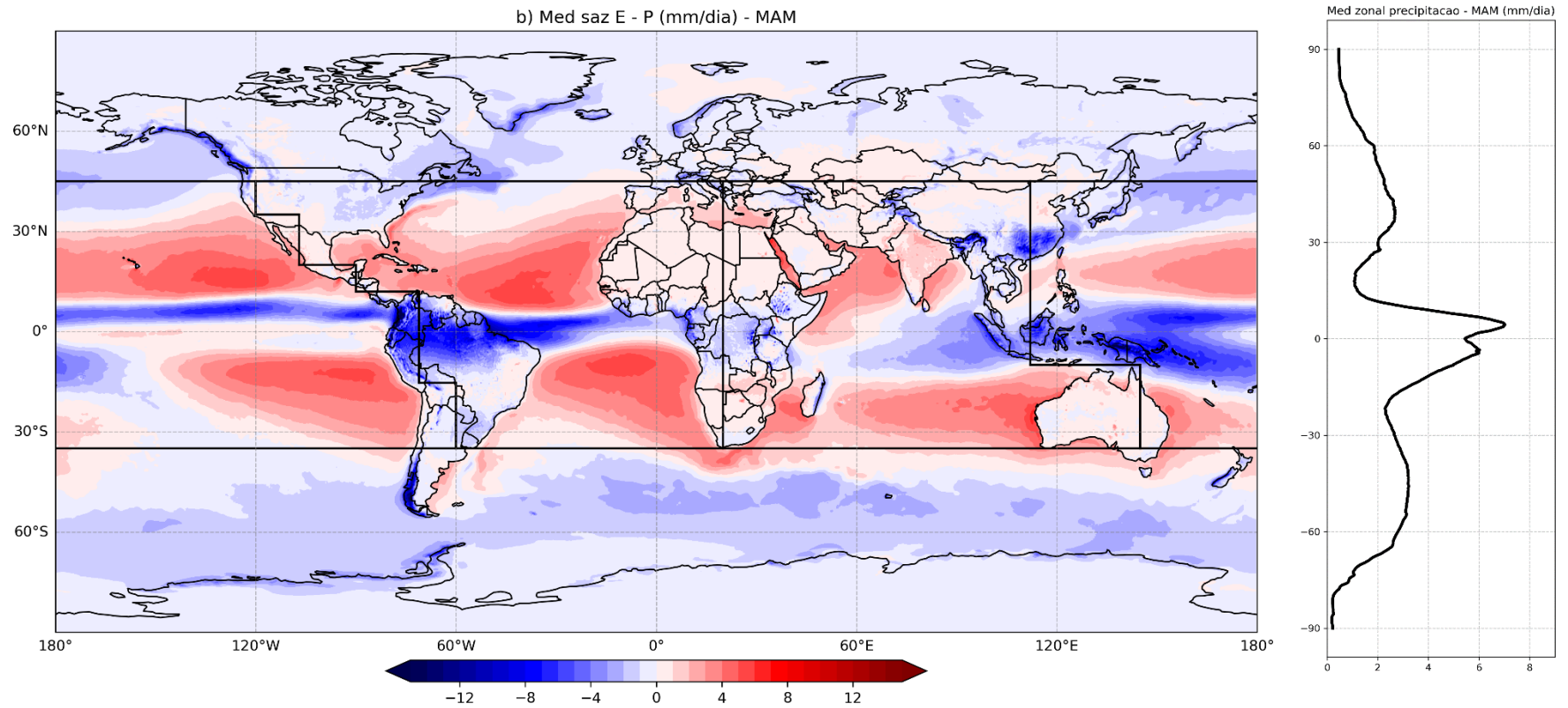


Figura 4.1 – Continuação.



(continua)

Figura 4.1 – Continuação.

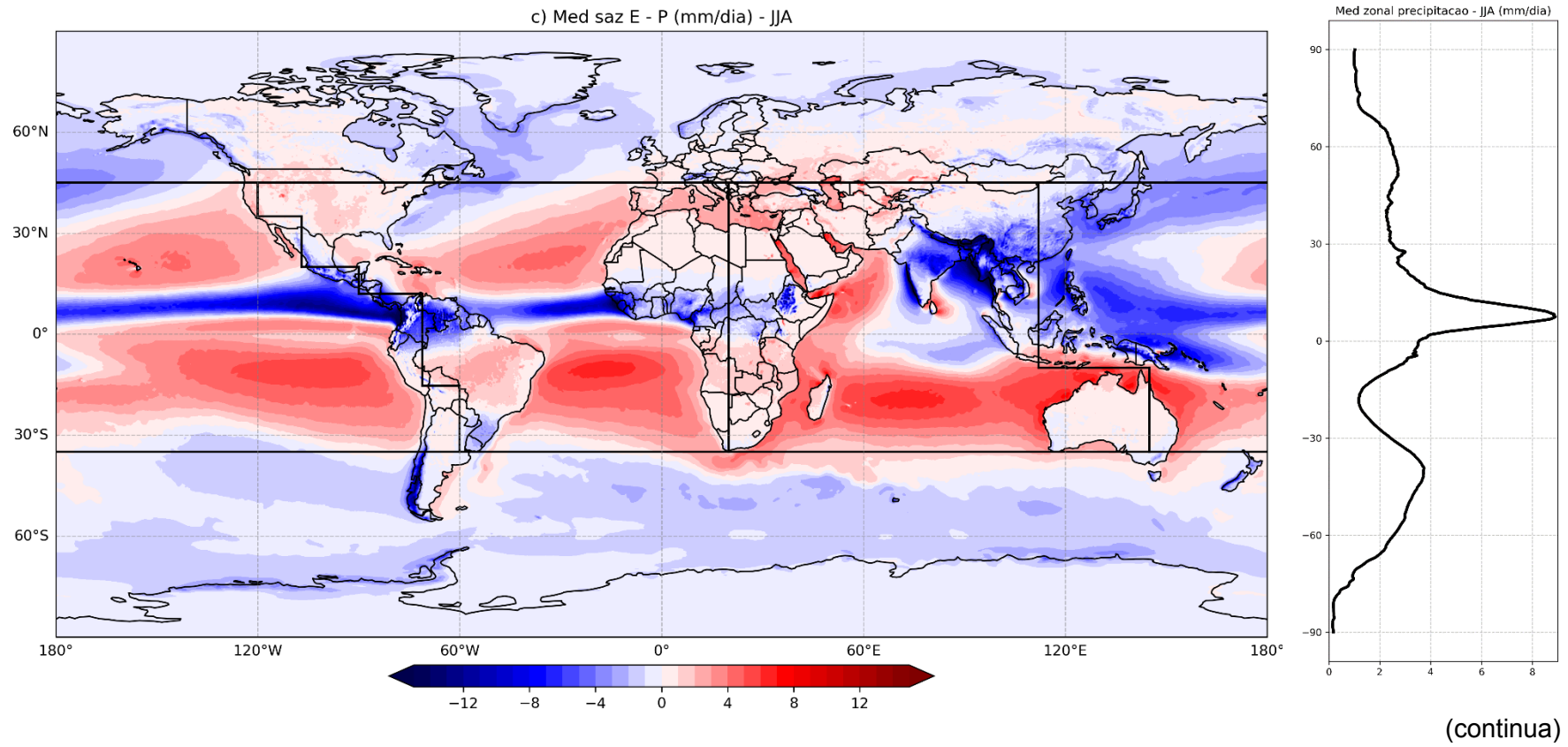
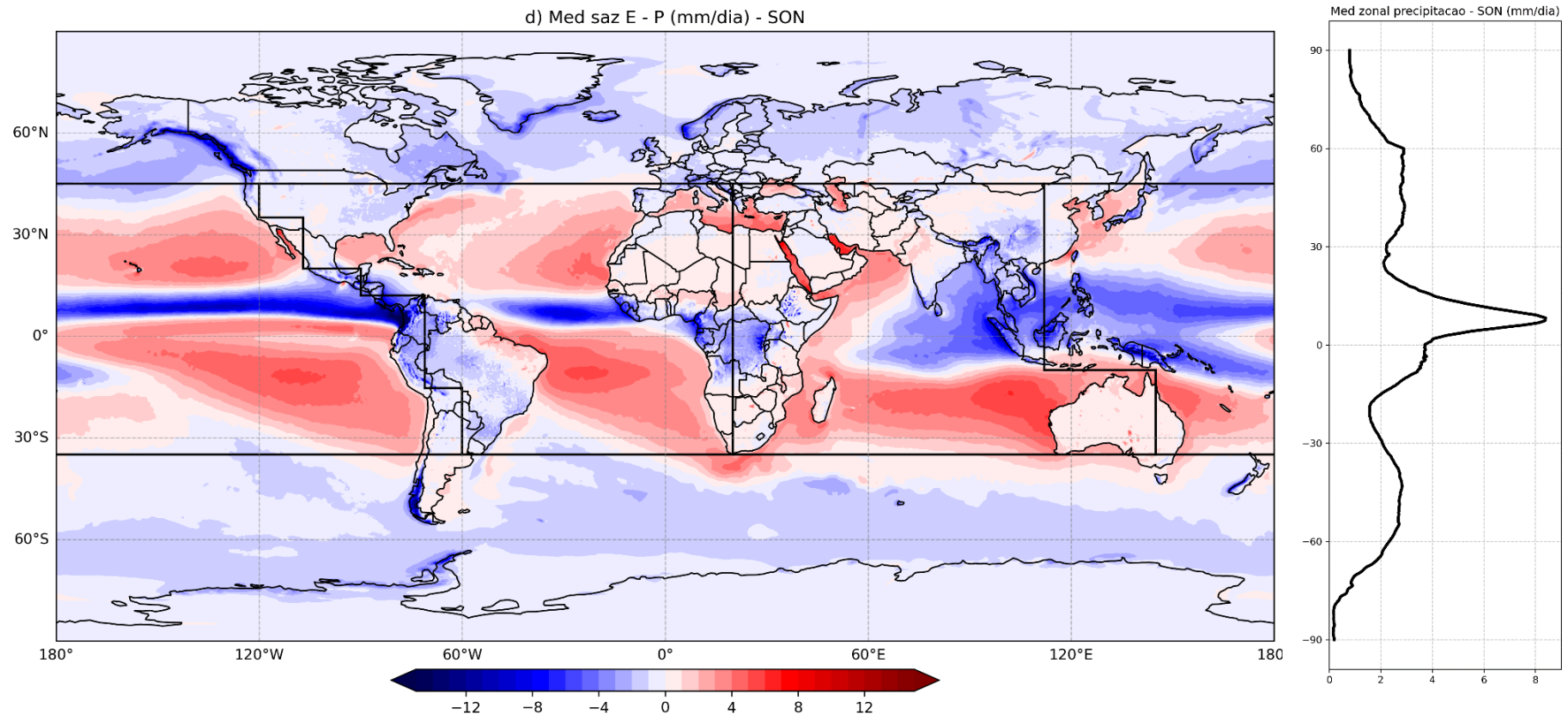


Figura 4.1 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

As climatologias sazonais da divergência e do fluxo de umidade integrado verticalmente podem ser observadas na Figura 4.2. Essa análise é fundamental para entender o comportamento da direção e da intensidade do fluxo de umidade atmosférico.

Observa-se regiões divergentes respectivamente com a localização das altas pressões (valores positivos), e as regiões convergentes, região equatorial (valores negativos). Alguns padrões que foram observados na Figura 4.1, também podem ser vistos aqui. Em DJF (Figura 4.2a), a convergência de umidade na região da América do Sul corrobora com a localização da Monção da América do Sul, no Atlântico tropical com a ZCIT, atingindo valores em aproximadamente $8 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Em estações quentes e em baixos níveis, ventos de leste do Oceano Atlântico convergem em direção a sul, recebendo o auxílio da Cordilheira dos Andes, sendo o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) (VERA et al., 2006). Segundo Chan et al. (2008), o JBNAS carrega a umidade da Bacia Amazônica e do Oceano Atlântico tropical para a Bacia de La Plata, onde ocorrem as estações chuvosas em MAM e SON.

Na África, ao longo das estações, observamos a Monção do Oeste Africano e a variabilidade das estações chuvosas correspondentes em cada região (SLINGO et al., 2005; HAGOS; COOK, 2007; LIEBMANN et al., 2012; POKAM et al., 2012; FONTAINE et al., 2003, LÉLÉ et al., 2015, PEREIRA, 2022). Vale destacar que, tanto a divergência e o fluxo de umidade em DJF (Figura 4.2a), comparando com a média sazonal de E-P (Figura 4.1a), indicam na região sudeste da África, a ZCOIS (LAZENBY et al., 2016). Na região da Índia e Leste Asiático, a convergência de umidade em JJA (Figura 4.2c) compreende ao período respectivo da Monção na região (KRISHNAMURTHY E SHUKLA, 2000; SHUKLA ET AL., 2013), com valores atingindo cerca de $10 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Centros de alta pressão sobre os oceanos tropicais, como a ASAS e a Alta do Oceano Índico Sul, influenciam a convergência da umidade em direção à região equatorial. É possível observar a variabilidade sazonal na intensidade e expansão/retração das altas subtropicais também na divergência e no fluxo de umidade. No oeste do Oceano Índico, o JBNS pode ser observado em MAM

(Figura 4.2b), convergindo a umidade em direção ao centro-sul da África, e em JJA (Figura 4.2c), totalmente configurado, alterando as características atmosféricas e desviando a umidade sazonal da África para o sudeste da Ásia (DYER et al., 2017, DEY et al., 2023). Estima-se que o sudoeste do Oceano Índico contribua com cerca de 21% da umidade para a estação chuvosa da Bacia do Congo, a região central do continente africano (DYER et al. 2017). Para Zeleke et al. (2013), no período de JJAS, a posição e a intensidade dos centros de alta pressão do Atlântico e do Índico afetam a intensidade do vento em níveis baixos e, conseqüentemente, o fluxo de umidade para o continente africano.

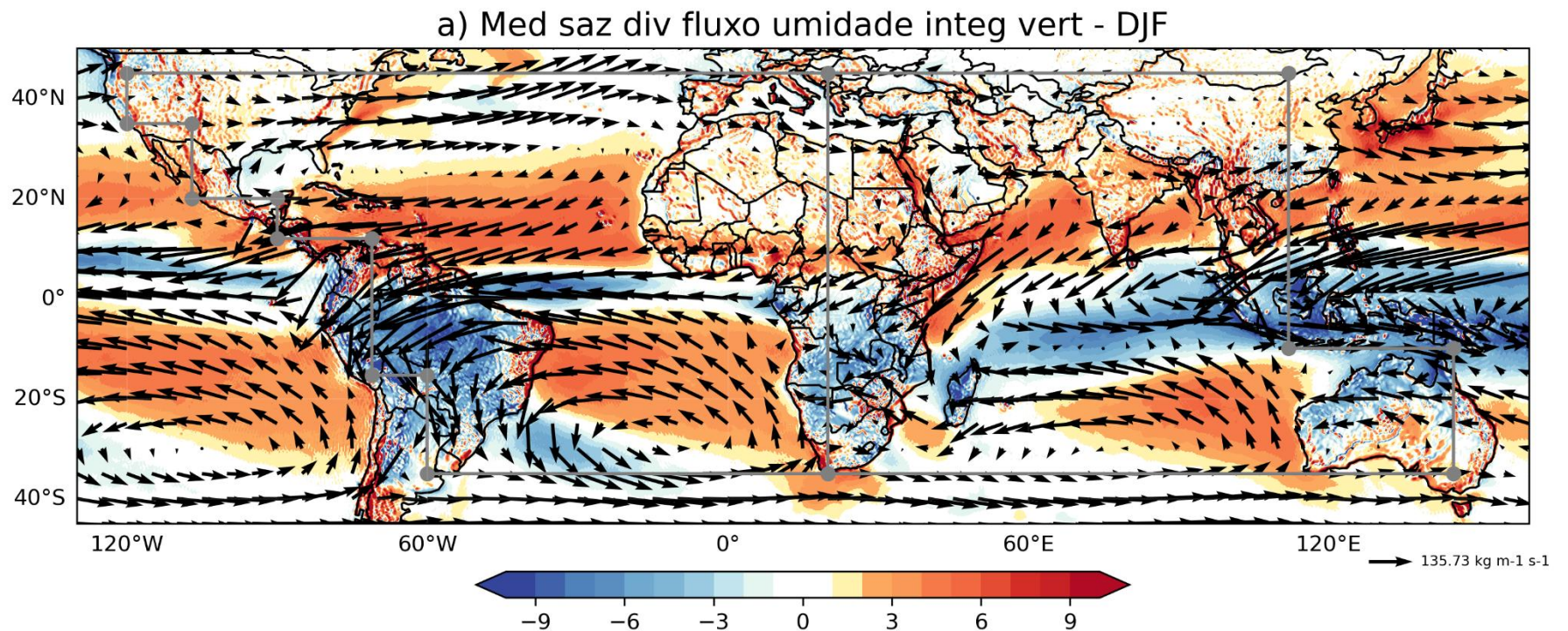
Nos períodos de DJF, MAM (Figura 4.2b) e SON (Figura 4.2d) existe um fluxo de umidade atravessando o continente africano e atingindo o Oceano Atlântico. Parte desse fluxo se assemelha ao JAL (COOK et al., 1999), o qual foi separado por Nicholson e Grist (2003), como JAL do Hemisfério Norte (JAL-N) e JAL do Hemisfério Sul (JAL-S), e que possuem características e impactos distintos. Na África central equatorial, o JAL-N desempenha um papel importante no balanço de umidade, auxiliando na convergência de umidade em MAM (POKAM et al., 2012), e o JAL-S, na África oeste equatorial, atua na intensidade da convecção em SON (JACKSON et al., 2009). Na África central, a intensidade do JAL influencia na convergência de umidade em níveis médios (KUETE et al., 2020). Especificamente para abril, em torno de 2°N e 36°E, os vetores se assemelham ao Jato de Turkana, já que de acordo com Munday et al. (2021) é o jato mais intenso e contribui com cerca de 62% para a exportação de umidade nas regiões com anomalias negativas de precipitação da África.

Segundo Trenberth et al. (2007), a convergência de umidade para os continentes no HN possui um ciclo anual pequeno, com valores mais baixos em fevereiro, março, abril e maio, concordando com as TSM mais baixas. Este comportamento é o contrário do HS, onde a convergência de umidade diminui acompanhando a precipitação e a evaporação no inverno (JJA). Mesmo sendo variáveis diferentes para uma comparação direta, Gimeno et al. (2012) analisaram o vapor de água total da coluna, e identificaram que os maiores valores se localizam sobre a piscina quente no Oceano Pacífico tropical, com variabilidade sazonal. O conteúdo de umidade atmosférica a longo prazo, implica que a assimetria de E-

P só pode ser equilibrada por diferenças na convergência do fluxo de umidade em cada bacia oceânica (CRAIG et al., 2020), corroborando para que a convergência domine a precipitação em todos os continentes (YANG et al., 2022).

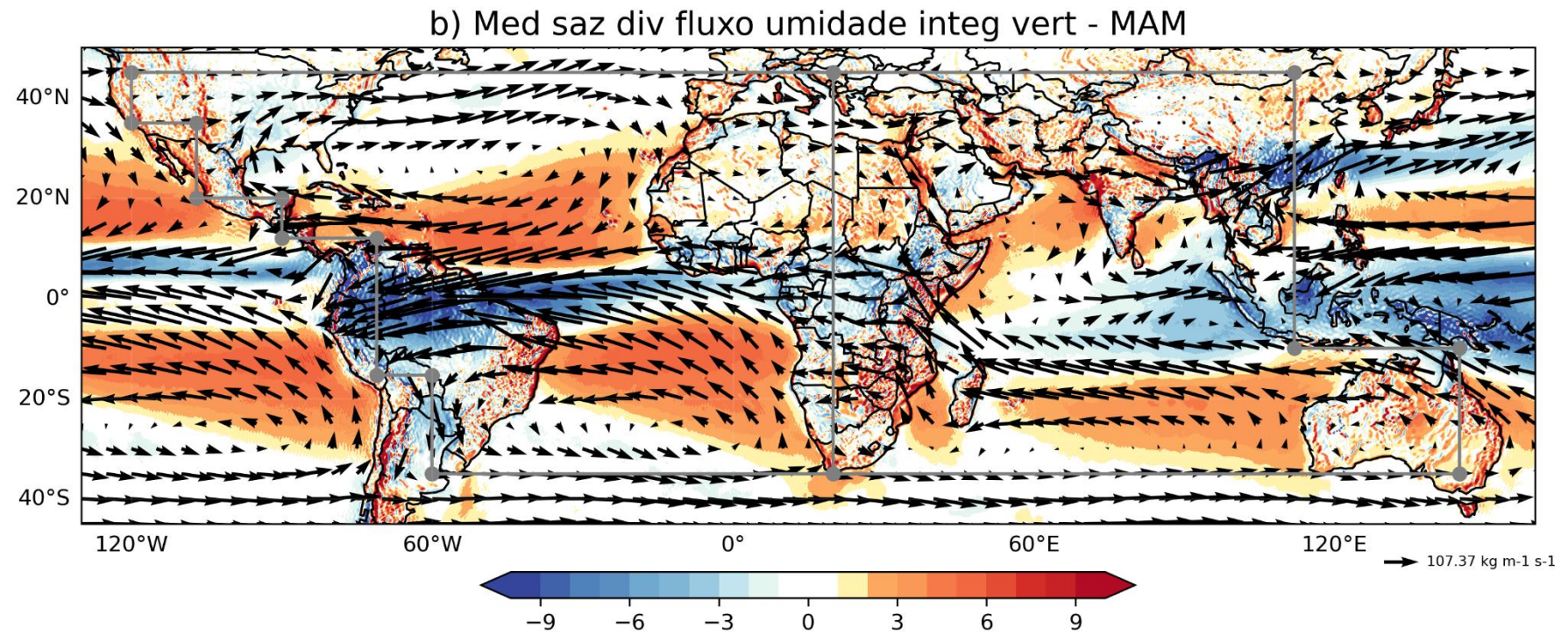
Nossas variáveis, precipitação, convergência e fluxo de umidade do ERA5 foram semelhantes as usadas por Watterson et al. (2021), que trabalharam com projeções climáticas. De fato, os autores destacaram também que há uma dependência da variação da precipitação com a convergência da umidade, no caso de chuvas mais intensas. Enquanto a alteração no transporte de umidade influencia os padrões de E-P globalmente, as relações entre geografia, circulação atmosférica, atividades humanas e vegetação, acarretam uma resposta complexa sobre uma região (ALLAN et al., 2020). Além disso, mudanças nos padrões de circulação podem levar a grandes mudanças regionais para umidade, uma vez que as taxas de evaporação dependem da TSM, da temperatura do ar e das condições de vento (GIMENO et al., 2012).

Figura 4.2 - Média sazonal da divergência (cores, escala de $\times 10^5$, em $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), para o período de 1959 a 2020. Os painéis mostram os resultados para as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON. As linhas em cinza são as delimitações definidas na Figura 3.1.



(continua)

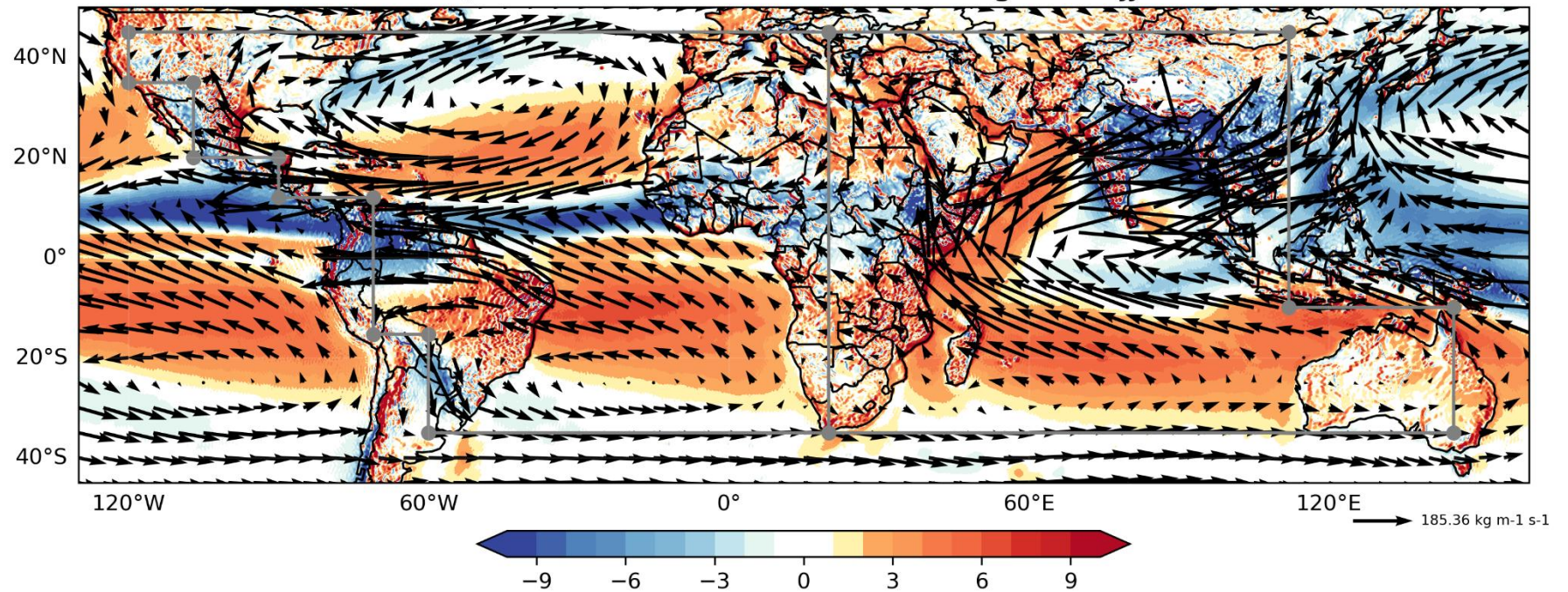
Figura 4.2 – Continuação.



(continua)

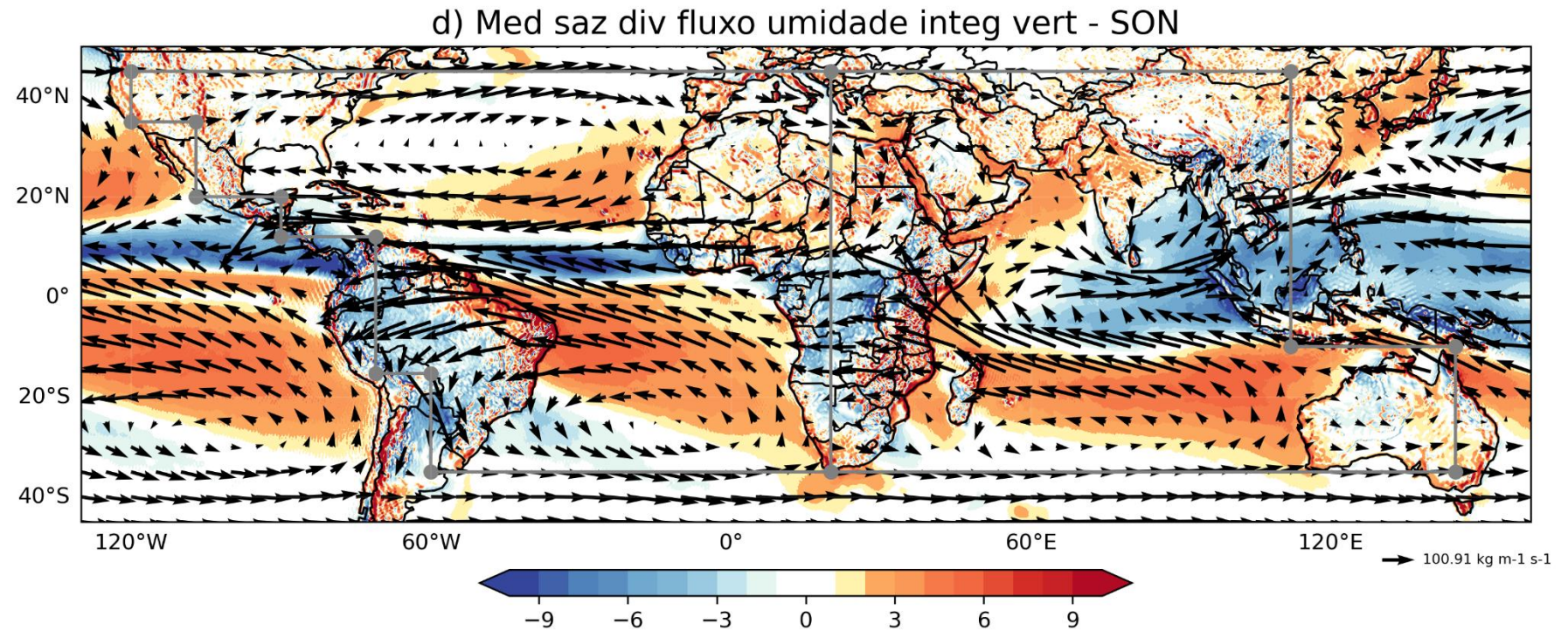
Figura 4.2 – Continuação.

c) Med saz div fluxo umidade integ vert - JJA



(continua)

Figura 4.2 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

A convergência de umidade e os altos valores de precipitação ocorreram nas regiões tropicais e em períodos que são considerados de Monções em alguns continentes (Figura 4.3). Da mesma forma, os maiores valores para a evaporação foram observados nas regiões de altas pressões sobre os oceanos, regiões de divergência da umidade. Determinar, a partir da análise de E-P, o ganho ou perda de água doce é considerado um diagnóstico necessário das mudanças climáticas (ALLAN, 2023).

As tendências sazonais de E-P e separadamente, as tendências da precipitação foram representadas pela Figura 10. Em destaque, somente as tendências da precipitação estão plotadas em linhas tracejadas, onde as tendências positivas estão em vermelho e as tendências negativas em azul, com a intensidade da cor correspondendo à intensidade da tendência.

Nota-se as áreas mais intensas e significativas na região tropical, entre 20N e 20S e com a variabilidade acompanhando o verão hemisférico. Sob o Atlântico tropical central, observa-se uma região de tendência negativa para o balanço entre E-P (indicando um ambiente mais úmido), praticamente permanente na região, com uma pequena variabilidade entre DJF e JJA, e aumentando espacialmente em SON. No entorno, são vistas regiões com tendência de aumento de E-P, com uma maior variabilidade geográfica e espacial entre as estações. Com base nas coordenadas da tendência negativa, como indicativa da localização da ZCIT, percebe-se que a variabilidade sazonal acontece apenas para o HN. Esses resultados concordam com Byrne e Schneider (2016), os quais destacaram que, um possível estreitamento da ZCIT ao longo dos anos, se deve ao deslocamento para norte da extremidade sul da ZCIT. Byrne et al., (2018) também mostraram a tendência de aumento da precipitação para região da ZCIT no Atlântico.

Grande parte do continente africano em todas as estações, apresenta tendência de aumento significativo do balanço entre E-P, com valores em torno de 0,08 mm/dia/ano, indicando um ambiente se tornando mais seco. Outro destaque foi que do ponto mais a sul do oeste da África até aproximadamente em Angola, as regiões possuem tendência significativa de diminuição de E-P, indicando um

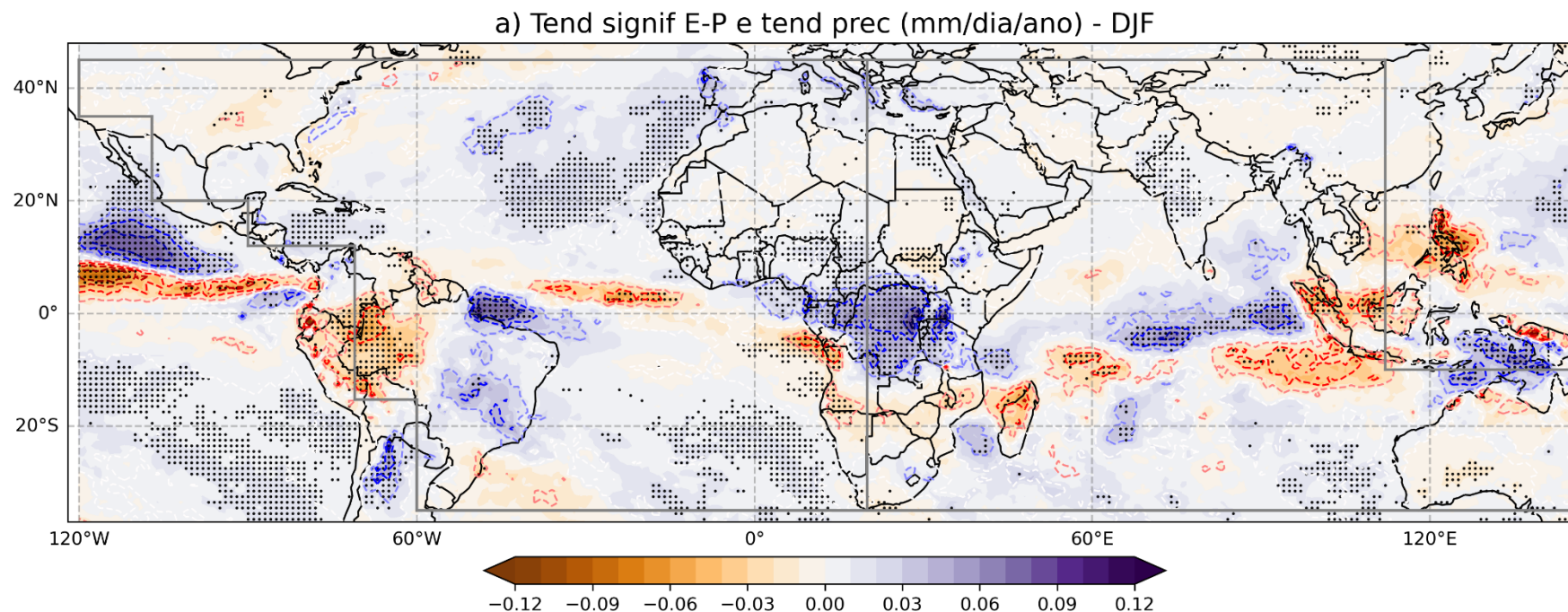
ambiente mais úmido. Toda essa região é importante, por causa da ocorrência do evento Atlântico Nino, que durante um evento ativo, pode intensificar (DJF (Figura 4.3a) e MAM (Figura 4.3b)) ou enfraquecer (JJA (Figura 4.3c) e SON (Figura 4.3d)) o ambiente se tornar mais seco. Para a América do Sul, considerando as tendências com maior abrangência e intensidade espacial, destacam-se as regiões norte e noroeste, com diminuição significativa de E-P aproximadamente $-0,07$ mm/dia/ano (especificamente próximo da região Amazônica), e a região sudeste e sul, com aumento de E-P (em torno de $0,04$ mm/dia/ano), indicando um ambiente mais seco, região de ocorrência da Monção da América do Sul. Na região da Índia e do Leste Asiático, as tendências se intensificaram em JJA, período respectivo à Monção, com uma tendência significativa de aumento de E-P. Importante destacar que, com o oceano mais aquecido e reduzindo o gradiente térmico terra-mar, ocorre um enfraquecimento da circulação das monções, que induz o aumento da temperatura, eleva a evaporação e disponibilidade de umidade, resultando em uma maior convergência de umidade e aumento de chuvas extremas (MAY, 2002; UEDA et al., 2006; SAHASRABUDDHE et al., 2023).

Todas as tendências observadas para o balanço de E-P tem o mesmo comportamento da tendência da precipitação (linha tracejada) sobre as regiões. Dessa forma, regiões com tendência de aumento de E-P, mostram tendência de diminuição da precipitação e tendência de diminuição de E-P, evidenciam aumento da tendência da precipitação. Essa constatação reforça os resultados já citados de “*wet-get-wetter and dry-get drier*” (WWDD), em que regiões úmidas se tornam mais úmidas e as regiões secas se tornam mais secas. As mudanças entre as latitudes de 0 a 10N são associadas ao deslocamento para norte da extremidade a sul da ZCIT, e os valores máximos de E-P geralmente acontecem sobre os oceanos (BYRNE; SCHNEIDER, 2016; ALLAN, 2023).

Os resultados aqui apresentados concordam com Yu et al. (2020), os quais analisaram a tendência anual de E-P para diferentes conjuntos de dados e simulações com experimentos, para o período de 1988 a 2017. Os autores destacaram a intensificação da precipitação na região da ZCIT no Atlântico tropical e no Pacífico, e também no setor subantártico do Pacífico. Além disso,

indicaram que E e P são dois componentes do ciclo da água influenciados por processos dinâmicos bem diferentes, sendo E contínuo e lento, e P altamente intermitente, variando espacialmente e totalmente impactado por processos de grande e pequena escala.

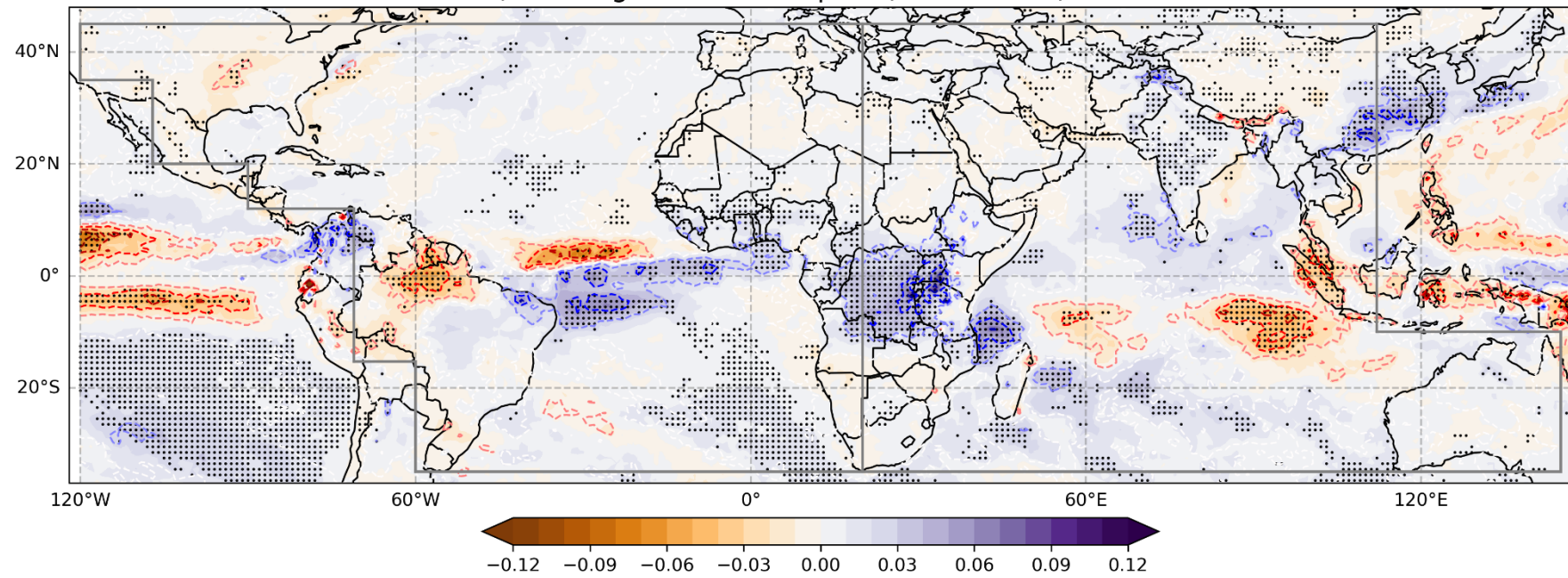
Figura 4.3 – Tendência da E-P (evaporação menos precipitação) (cores) e tendência da precipitação (contornos tracejados), ambos em mm/dia/ano, para o período de 1959 a 2020. Nível de confiança de 99% (pontos) com a regressão linear. Os painéis representam as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON.



(continua)

Figura 4.3 – Continuação.

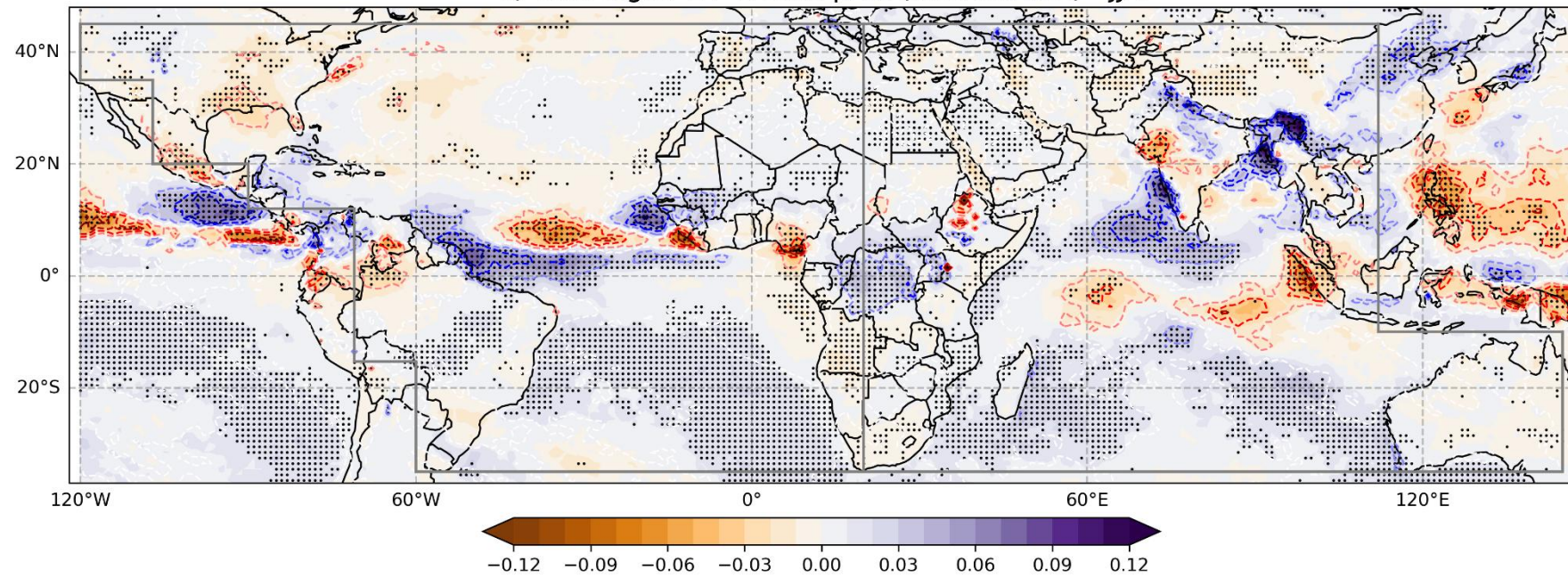
b) Tend signif E-P e tend prec (mm/dia/ano) - MAM



(continua)

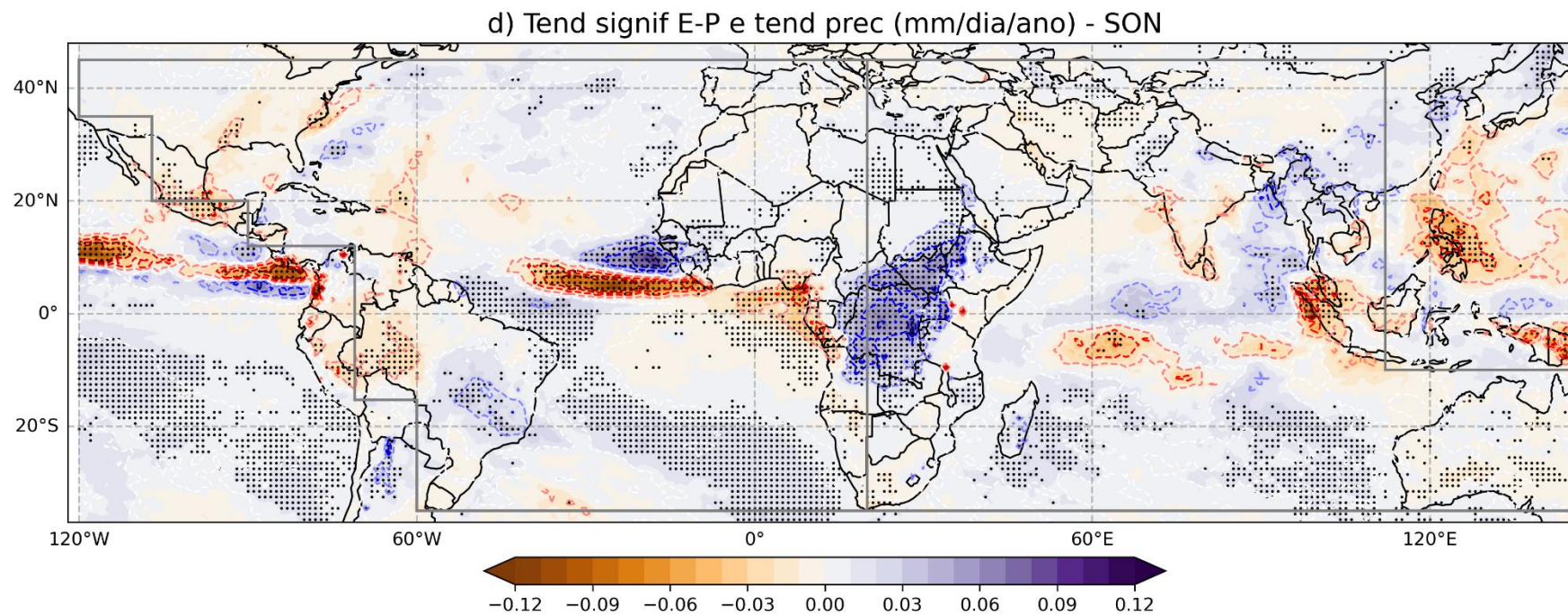
Figura 4.3 – Continuação.

c) Tend signif E-P e tend prec (mm/dia/ano) - JJA



(continua)

Figura 4.3 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

O oceano, sendo responsável por grande parte do ciclo hidrológico global, considerando os altos valores para evaporação e precipitação, se torna relevante para a análise da umidade atmosférica. A sua dinâmica, em conjunto com E-P, TSM, circulação e mudanças na camada de mistura, desempenham um papel no direcionamento das mudanças da salinidade (LAGO et al., 2016). Para Yang et al. (2021) as trocas de água doce entre atmosfera e oceano atuam em conjunto com a circulação e conseqüentemente com a mistura oceânica. Dessa forma, aumentam a sensibilidade da distribuição de salinidade, que permanece em equilíbrio com a evaporação, precipitação e descarga de rios. Além disso, maiores TSM em uma fonte de umidade oceânica podem, possivelmente, desencadear no aumento da precipitação nos oceanos adjacentes (ENT; SAVENIJE, 2013).

Conforme citado, na análise de outras variáveis, o Atlântico tropical é considerado uma região importante para convergência de umidade, principalmente, com relação às trocas entre bacias oceânicas. Nesta mesma região do Atlântico pode-se observar, além da variabilidade de ZCIT e de E-P, as influências da Piscina Quente do Atlântico/Atlântico Tropical Norte e do Atlântico Niño.

A diferença observada entre o norte da América do Sul (escoamento dos rios Amazonas/Orinoco) e o Golfo da Guiné (escoamento dos rios Congo/Níger) ocorre pelo fato que, o lado oeste tem forte relação da salinidade com precipitação e descarga de rios, já no lado leste, essa relação não fica tão evidente e pode ter um impacto mais fraco na salinidade, devido a um escoamento mais fraco, em comparação com o outro lado (TZORTZI et al., 2013). Os autores ainda destacam que, além da forte relação entre as variáveis do lado oeste, a variabilidade da salinidade e da precipitação estão em fase, diferente de 1-2 meses de atraso, com relação a variabilidade da salinidade e do escoamento dos rios. Todos esses indicativos podem ser impactados, uma vez que a tendência de E-P vem sofrendo alterações na região, e isso se reflete, também, na tendência da salinidade (Figura 4.4a). Essas variáveis estão relacionadas entre si, por exemplo, quando se observa um aumento de TSM em uma determinada região, sugerindo uma maior evaporação dos oceanos e, ao

mesmo tempo, os oceanos se tornando-se mais salinos. O contrário também é observado, quando a região oceânica recebe precipitação intensa, faz com que o ambiente se torne menos salino. Concordando com outros trabalhos, a tendência negativa da salinidade foi localizada em regiões dominadas pela precipitação, como a piscina quente do Pacífico, e a tendência positiva em regiões subtropicais dominadas pela evaporação (YANG et al., 2021). Para os autores, a amplificação da salinidade reforça o contraste do Pacífico estar mais fresco e o Atlântico mais salino. Este comportamento concorda com os resultados de Durack (2015), o qual visualizou isso acontecendo com a salinidade em profundidade também.

Mesmo assim, indicar uma relação direta da salinidade com E-P é algo que precisa ser melhor estudado, já que é necessário considerar a dinâmica complexa do oceano superior (YU, 2011). Zika et al. (2018) encontraram em experimentos com simulações que o aquecimento do oceano é muito mais forte com relação a mudança de estratificação, do que efetivamente os fluxos de água. Além disso, em experimentos e análises observacionais até 2016, os autores indicaram que um terço da amplificação da salinidade observada ocorreu pelo aquecimento. Isso foi associado à estrutura espacial da superfície oceânica global e do campo de salinidade em profundidade, os quais são controlados pela circulação e mistura oceânica, e assim, impulsionados por gradientes de densidade e ventos em superfície, que atuam na interface oceano-atmosfera (DURACK, 2015).

A escala termodinâmica de E-P sobre os oceanos explica a amplificação projetada dos padrões zonais de E-P, principalmente, porque corrobora com a resposta da salinidade observada para o aquecimento, *“fresh get fresher, salty get saltier”* (ALLAN et al., 2020). Em baixas latitudes, o aumento suprimido da evaporação ocorre pelo aumento do CO₂, o qual gera ajustes rápidos que reduzem a eficiência da evaporação, e também porque parte do calor é absorvido pelo oceano, atrasando o aquecimento da superfície, e consequentemente a evaporação. Nas latitudes mais altas, o aumento da evaporação é justificado pela expansão da área de água fresca, devido ao derretimento do gelo com o aquecimento. Além disso, os autores indicam que a

estratificação do oceano devido ao aquecimento das camadas superiores pela forçante radiativa, é identificada como um mecanismo para ampliar os padrões de salinidade além das respostas pelas mudanças no ciclo da água. Corroborando com a hipótese de Held e Soden (2006), Yu et al. (2020) também encontraram os mesmos resultados, porém comparando com a salinidade. Entre os anos de 1988 a 2017, os dados históricos de salinidade combinados com simulações de modelos climáticos demonstraram que as mudanças em padrões globais são consistentes com o *“dry-gets-drier and wet-gets-wetter”*.

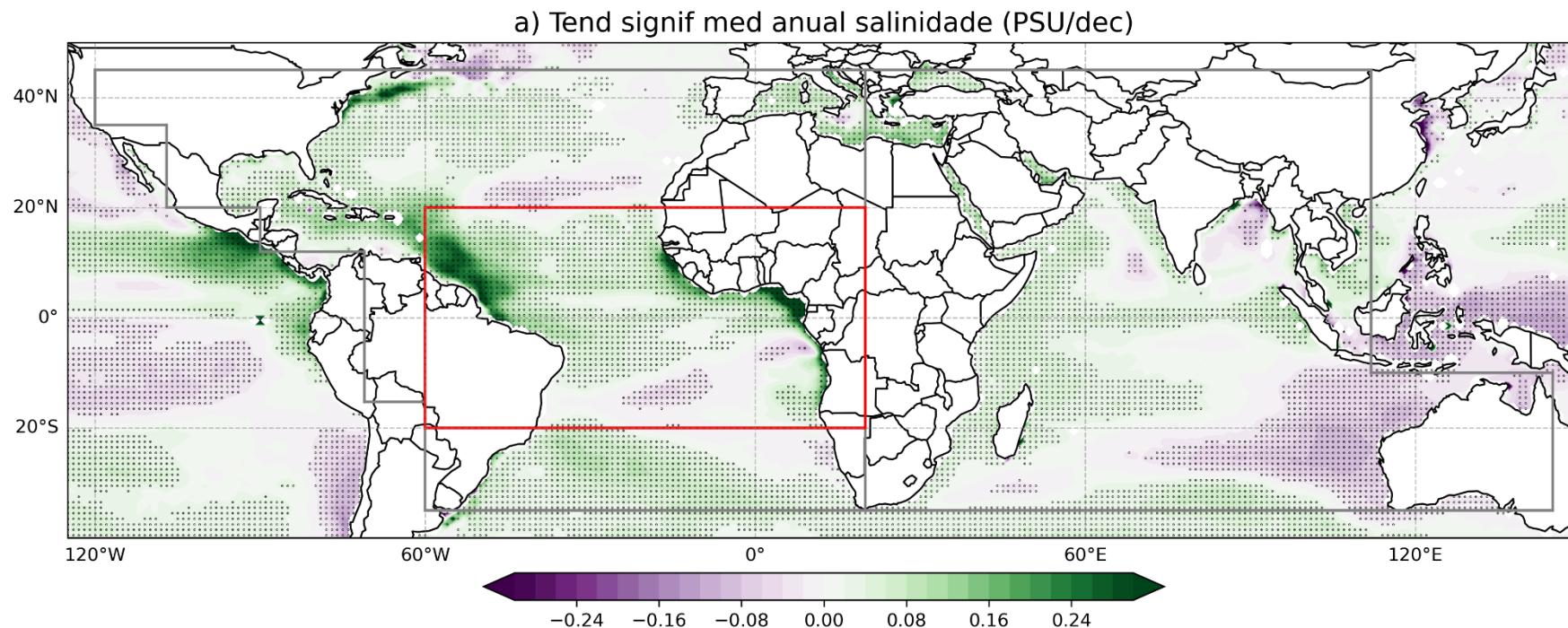
Embora o início do trabalho de Skliris et al. (2016) tenha concordado e justificado a taxa de Clausius-Clapeyron para a retenção de água pela atmosfera se aquecendo, os resultados encontrados são divergentes. O objetivo do trabalho foi analisar as mudanças no ciclo da água, relacionando com as mudanças na salinidade do oceano, uma vez que isso pode influenciar toda a população mundial. Os resultados evidenciaram que conforme o ciclo da água se amplia, as águas salinas se tornam ainda mais salinas (dominadas pela evaporação) e águas com baixa salinidade se tornam ainda menos salinas (dominadas pela precipitação). Os autores concluíram que a metodologia se mostrou bastante confiável com o foco na mudança do ciclo da água em relação à mudança na distribuição da salinidade. Posteriormente, com a análise de projeções climáticas, os resultados indicaram uma forte correlação entre o aumento da amplitude do ciclo da água e o aquecimento em superfície. Além disso, foi encontrado que a amplificação do ciclo da água a partir da salinidade ($3,0 \pm 1,6\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) e das projeções dos modelos climáticos ($4,3 \pm 2,0\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), estão bem abaixo da taxa de Clausius-Clapeyron, para cenários de mudanças climáticas.

Especificamente no Atlântico tropical, ao longo do período de 1959 a 2020, a média anual da salinidade apresentou tendência significativa de aumento com maior intensidade para região equatorial do Atlântico, principalmente próximo à costa da África e América do Sul, e no Pacífico, próximo à América Central e parte da América do Sul. Mesmo Boyer et al. (2005) considerando em seus resultados somente de 1955 – 1959 e 1994-1998, os resultados encontrados corroboram com o presente trabalho, sendo observado um aumento da salinidade em grande parte de todas as bacias oceânicas. No Atlântico Norte, os

resultados mostraram, no geral, tendências significativas para aumento da salinidade e algumas áreas menores, com tendência de diminuição. Neste local, a AMOC é encontrada e vem sendo estudada por diversos cientistas com relação ao impacto que pode gerar em todo o clima global, considerando alteração de qualquer natureza sobre ela (SCHMITTNER et al., 2000; VELLINGA; WOOD, 2002; SINGH et al., 2016; LIU et al., 2020; BELLOMO et al., 2021). Singh et al. (2016) usaram experimentos de modelos e uma projeção de aumento de CO₂, encontrando um aumento da salinidade no Atlântico subtropical. Segundo os autores, essa influência acarretaria também no aumento da salinidade das águas que são transportadas para o HN, e podendo impactar totalmente na circulação meridional que acontece na região. As regiões com tendência de diminuição da salinidade, com menor intensidade, ficaram localizadas nos oceanos tropicais e próximo à Indonésia e à noroeste da Austrália.

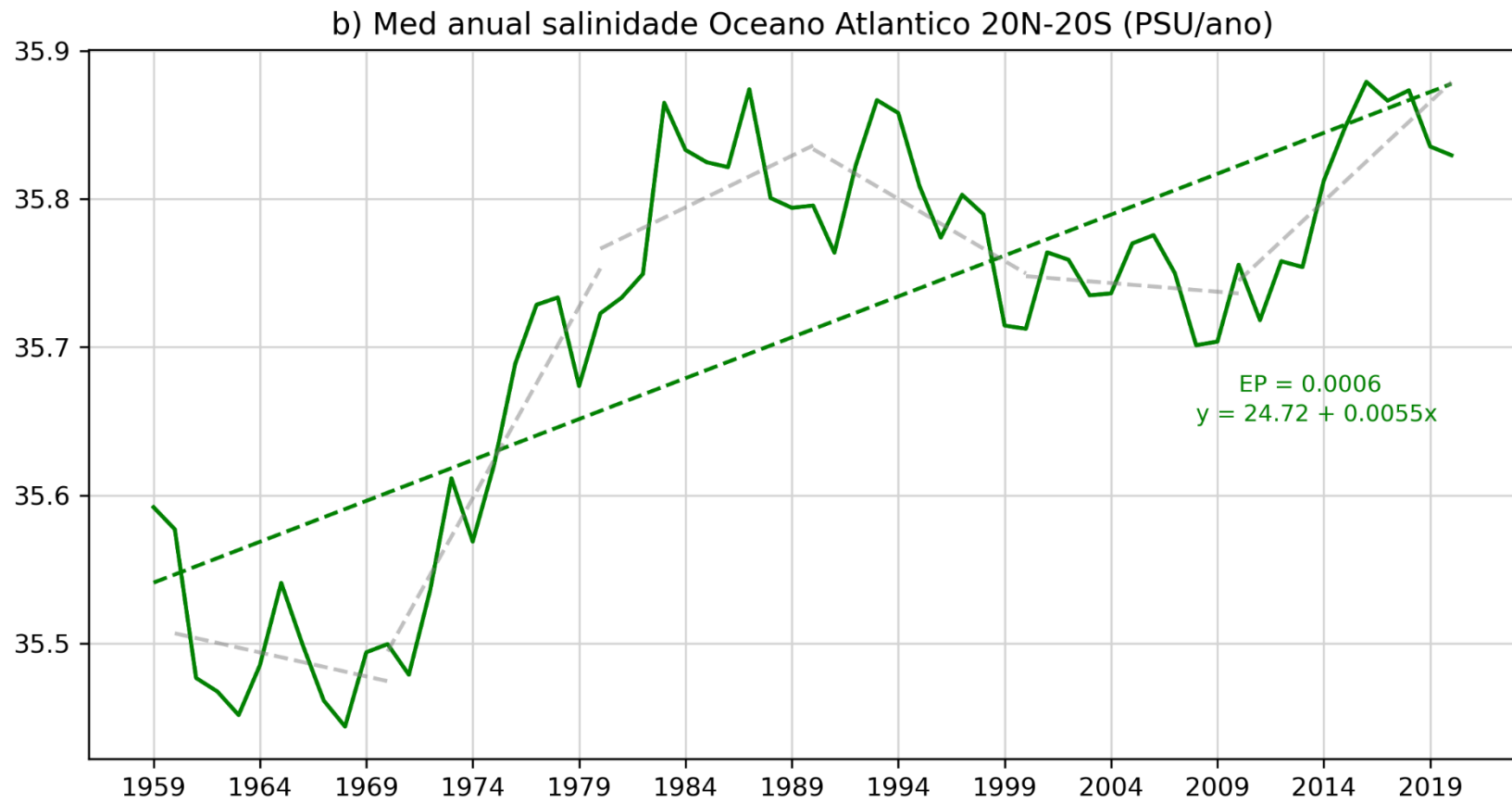
Como a região do Atlântico tropical obteve a tendência mais intensa para a salinidade ao longo do período, esta foi destacada para uma análise mais específica da série temporal (Figura 4.4b). Observando a tendência da salinidade por décadas, desde 1959 até meados de 1970, a tendência da década foi de diminuição da salinidade, porém a partir de 1971, a salinidade teve a maior e mais acentuada tendência de aumento da série. De 1990 a 2000, a segunda diminuição foi observada, seguindo para um período de equilíbrio, até meados de 2010, onde a partir desse ponto, a tendência voltou a aumentar novamente. No contexto geral, a tendência da salinidade do Atlântico tropical foi de aumento ao longo de 1959 a 2020, com a tendência de aumentar a salinidade em 0.0055 PSU por ano, e de 0.341 PSU para os 62 anos de análise.

Figura 4.4 – a) Tendência da salinidade (cores), pontos de grade estatisticamente significativos (pontos), ambos em PSU/década, e área do Atlântico tropical destacada (vermelho). b) Série temporal da salinidade para o Atlântico tropical, para o período de 1959 a 2020, com a reta da tendência, e tracejados em cinza, tendência da salinidade a cada década, a partir de 1960). Nível de confiança de 99% com a regressão linear e valor da significância para área destacada do Oceano Atlântico = $9.4392e-13$.



(continua)

Figura 4.4 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

4.2 Análise do fluxo de umidade integrado verticalmente nas bacias oceânicas

Com o objetivo de analisar individualmente o fluxo de umidade entre as bacias oceânicas e para entender o comportamento climático ao longo das estações, elas foram setorizadas por meio dos segmentos. A Figura 4.5 mostra o somatório do fluxo de umidade integrado verticalmente, em cada um dos segmentos indicados na Figura 3.1.

Em todos os períodos, a resultante do somatório do fluxo de umidade no segmento sobre a África, teve o sentido do Oceano Índico para o Oceano Atlântico. SON (Figura 4.5d) e MAM (Figura 4.5c) apresentaram os maiores valores, seguido de JJA (Figura 4.5c) e DJF (Figura 4.5a), e para as análises mensais (figuras não apresentadas), somente em janeiro e fevereiro, o fluxo de umidade sobre a África muda o sentido, sendo do Oceano Atlântico para o Oceano Índico. Nos meses de transição, março, abril, maio, setembro, outubro e novembro, ocorre uma amplitude maior entre as curvas de entrada e de saída por este segmento. O mês que foi observado o maior valor foi abril e o menor valor foi encontrado em fevereiro. Esses meses de transição corroboram com a variabilidade do JBNS na região oeste do Oceano Índico, com a atuação dos JAL e com a variabilidade do Jato da Turkana, Malawi e Zambeze. Para Singh et al. (2016), entre 20N e 15S, ocorre importação de umidade para o Oceano Atlântico, cerca de 0.29Sv, e esse valor é baixo devido à orografia e ao JBNS. A característica do fluxo de umidade sobre a África representa a entrada sobre a costa leste e o escoamento na costa oeste, e isso se deve ao Oceano Índico ocidental tropical e subtropical, e também aos Rios Atmosféricos e aos Jatos de baixos Níveis (YANG et al., 2022).

Em JJA, o fluxo médio anual da umidade parece ser controlado no Oceano Índico, Indonésia e Pacífico noroeste, segundo Craig et al. (2020). Para os autores, todo o entorno é influenciado pela Monção na região, seja pelo Oceano Pacífico, ao longo do ano, obter valores para evaporação e somente JJA, inverter para precipitação. Ou também, pelo JBNS se configurar totalmente em JJA e desviar a umidade da África, para a região da Índia.

Especificamente no verão no HS, de acordo com Lazenby et al. (2016), a região do sul da África é dominada pela ZCOIS. Impulsionada pela circulação da Baixa da Angola, Alta pressão do Oceano Índico Sul e por um influxo de noroeste, os quais convergem em baixos níveis (850 hPa) e formam a ZCOIS. Em um estudo de caso para o sul da África, para janeiro de 2013, Manhique et al. (2015) destacaram que a combinação de sistemas atmosféricos, como por exemplo, a ZCIT mais ao sul da sua posição climatológica e as águas mais aquecidas no Oceano Atlântico sudeste, contribuíram para uma forte convergência de umidade em baixos níveis, que resultaram em eventos de precipitação extrema para a região.

Para JJA, a bacia do Oceano Pacífico obteve o maior conteúdo de umidade, em comparação com as outras bacias oceânicas. Um dos indicativos que podem contribuir para este total é o período respectivo às monções que acontecem na Índia e no Leste Asiático e que direcionam a umidade para a bacia do Pacífico. Já a bacia do Oceano Atlântico compreende a bacia com o menor conteúdo de umidade, na média anual com -0.1775 Sv. Outro ponto interessante, é que ao longo dos períodos de análise, somente alguns segmentos mudam de direção, por exemplo, os segmentos sob: Indonésia, Oceano Pacífico e América do Norte; os demais permanecem da mesma maneira.

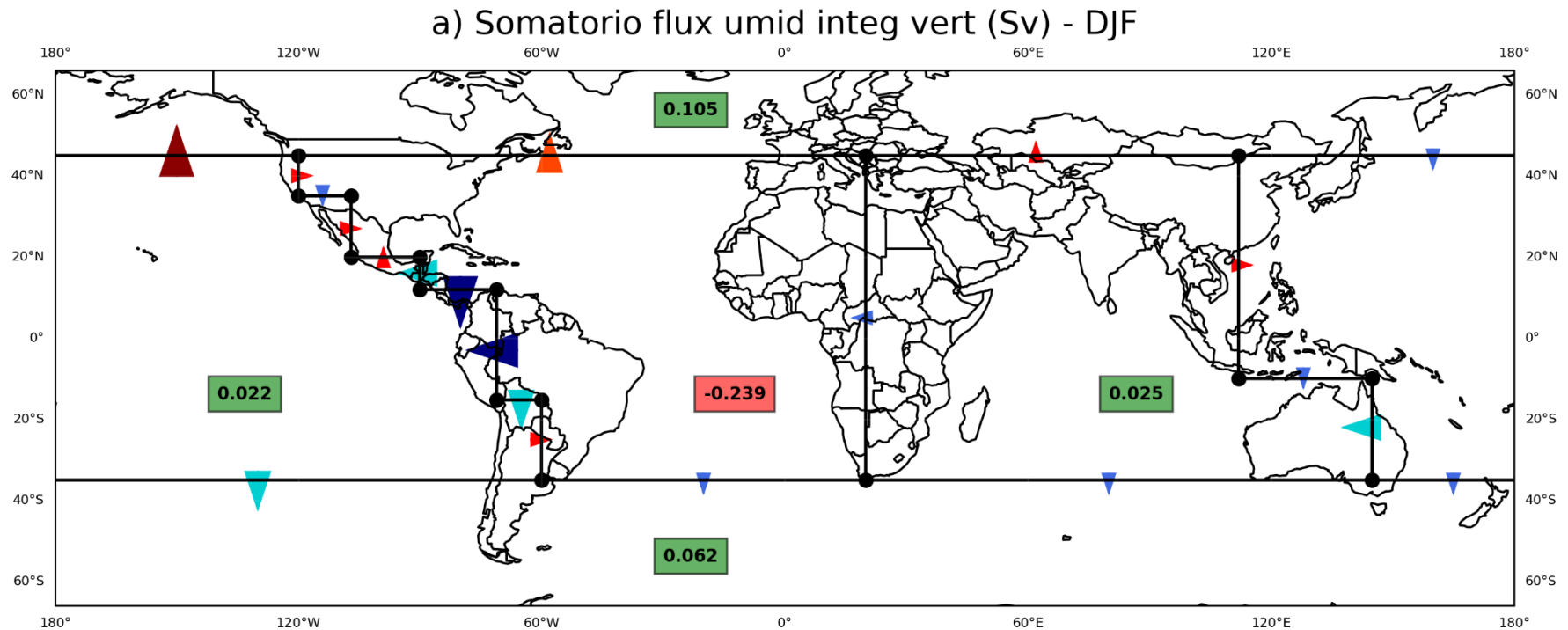
Os vetores que apresentaram os maiores valores ficaram localizados sobre a África (MAM e SON), com sentido do Índico para Atlântico. Em SON, segundo Dyer et al. (2017), existe um único fluxo que é o jato de leste do norte da África, que pode contribuir com esses valores máximos. Na região noroeste da América do Sul (todas as estações) e América Central (DJF e JJA), pode-se observar o sentido preferencial do fluxo, sendo do Atlântico para Pacífico, respectivamente, na região de convergência dos ventos alísios. Para Craig (2018), a variabilidade interanual dos fluxos de umidade no sudeste asiático domina o conteúdo de umidade dos oceanos Pacífico e Índico, e esta variabilidade é associada com o ENOS, já que em sua fase positiva (El Niño), o JBNS enfraquece e reduz o transporte de umidade, pelo leste da Índia, para o Pacífico. Outro ponto também levantado pelo autor, foi que o transporte de umidade sobre a América Central tem relação com os ventos alísios e o Jatos de Baixos Níveis do Caribe, que

atingem seu pico em DJF e JJA, mas que o pico do fluxo de umidade acontece pelo Jato Papagayo e não sobre o Panamá, conforme estudos anteriores. Os resultados aqui apresentados possuem concordância com os resultados da Seção 4.1.

A interação do fluxo de umidade entre continentes e bacias oceânicas foi analisado por Dey et al. (2023), os quais consideraram modelos de trajetória para destacar fontes e sumidouros de umidade atmosférica. Do total da evaporação do Oceano Índico, cerca de 0.10 Sv (3%) segue até o Oceano Atlântico, 0.52 (15%) alcança o Oceano Pacífico, 0.52 (15%) atinge o continente, principalmente o sul asiático, e o restante, 2.26 (67%), precipita no próprio oceano. Segundo os autores, um dos exemplos dos resultados encontrados, evidenciam que a água evaporada do Oceano Índico é transportada para o sul da Ásia e permanece na atmosfera por cerca de 20 dias, praticamente o dobro do que é considerado como tempo médio global.

Como destacado anteriormente, a metodologia utilizada possui a limitação quanto a identificação das fontes de origem e de sumidouro da umidade. Mesmo assim, vale destacar que os resultados aqui apresentados são predominantemente influenciados pela dinâmica da atmosfera.

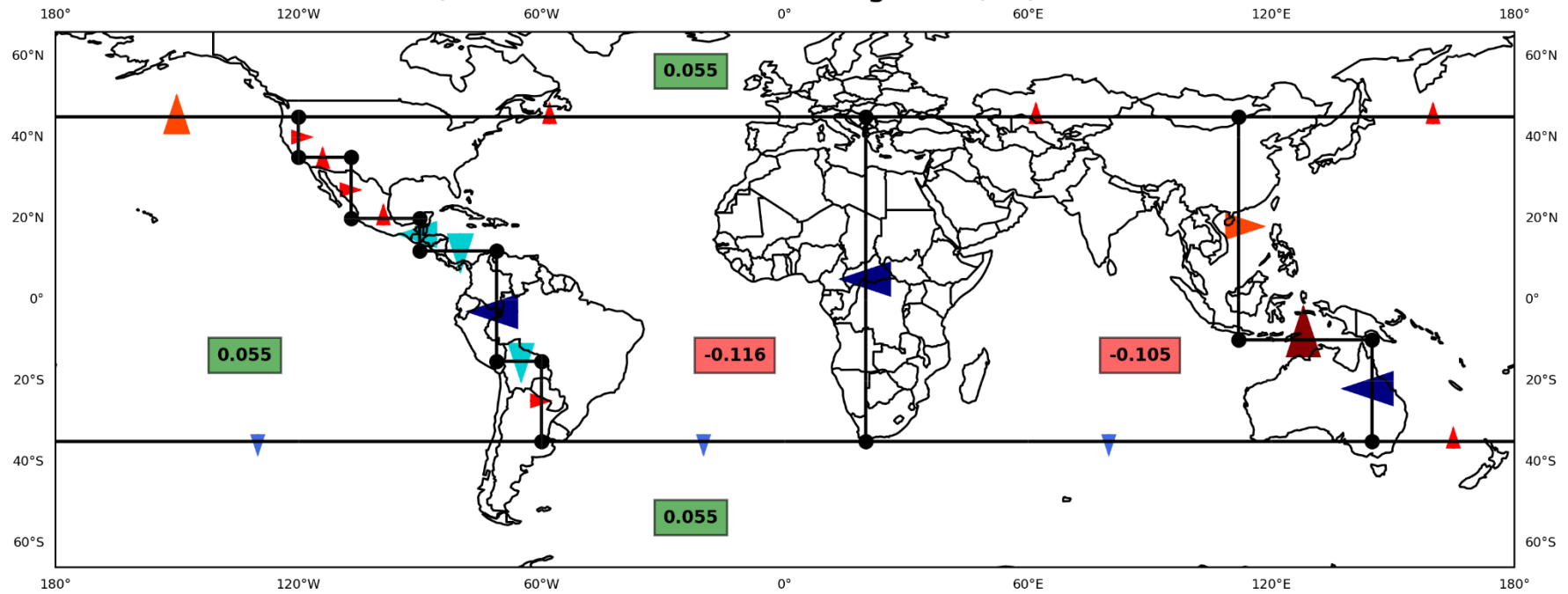
Figura 4.5 - Somatório sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente em cada segmento das bacias oceânicas para o período de 1959 a 2020. O tamanho dos vetores representa a magnitude do fluxo, classificada em intervalos de: $\text{fluxo} > 0,05 \text{ Sv}$, $0,025 \text{ Sv} > \text{fluxo} > 0,05 \text{ Sv}$ e $0 > \text{fluxo} > 0,025 \text{ Sv}$, considerando valores positivos, em vermelho e negativos, em azuis. Os números nos quadrados indicam o conteúdo total correspondente em cada bacia oceânica. Todas as unidades em Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^9 \text{ kg/s}$). Os painéis mostram as estações: a) DJF, b) MAM, c) JJA, e d) SON.



(continua)

Figura 4.5 – Continuação.

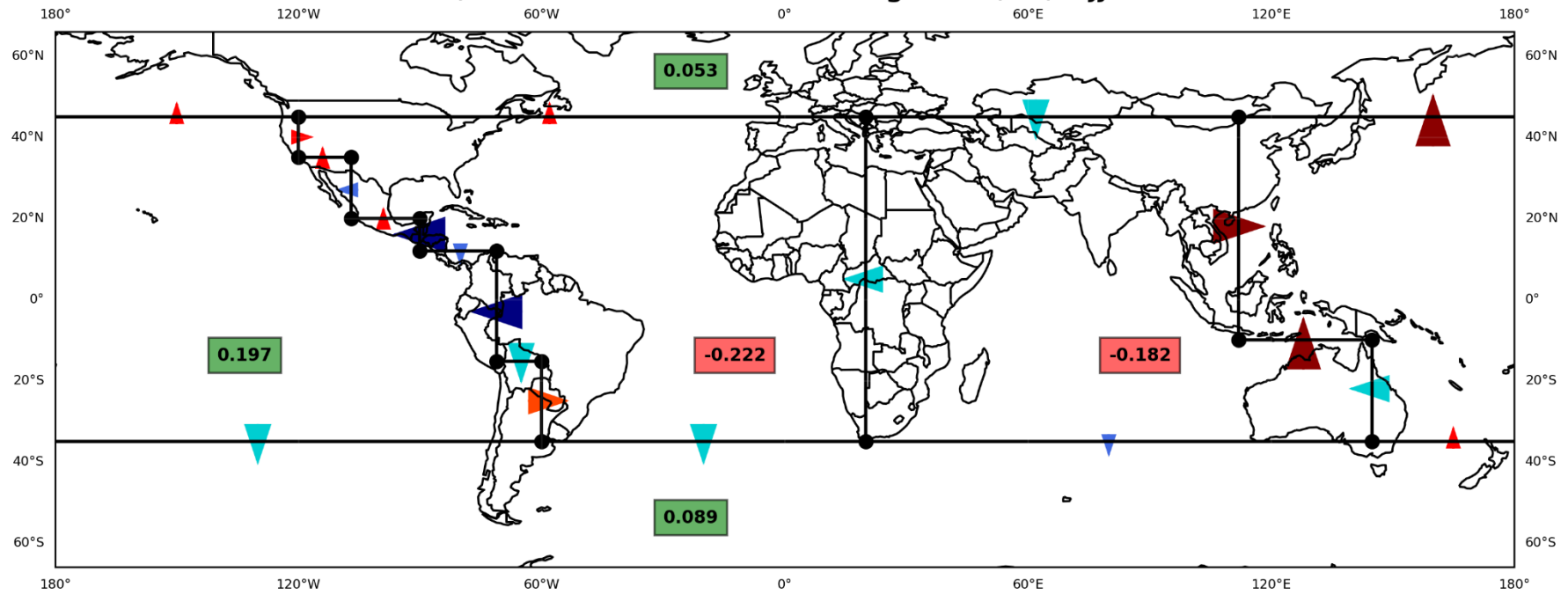
b) Somatorio flux umid integ vert (Sv) - MAM



(continua)

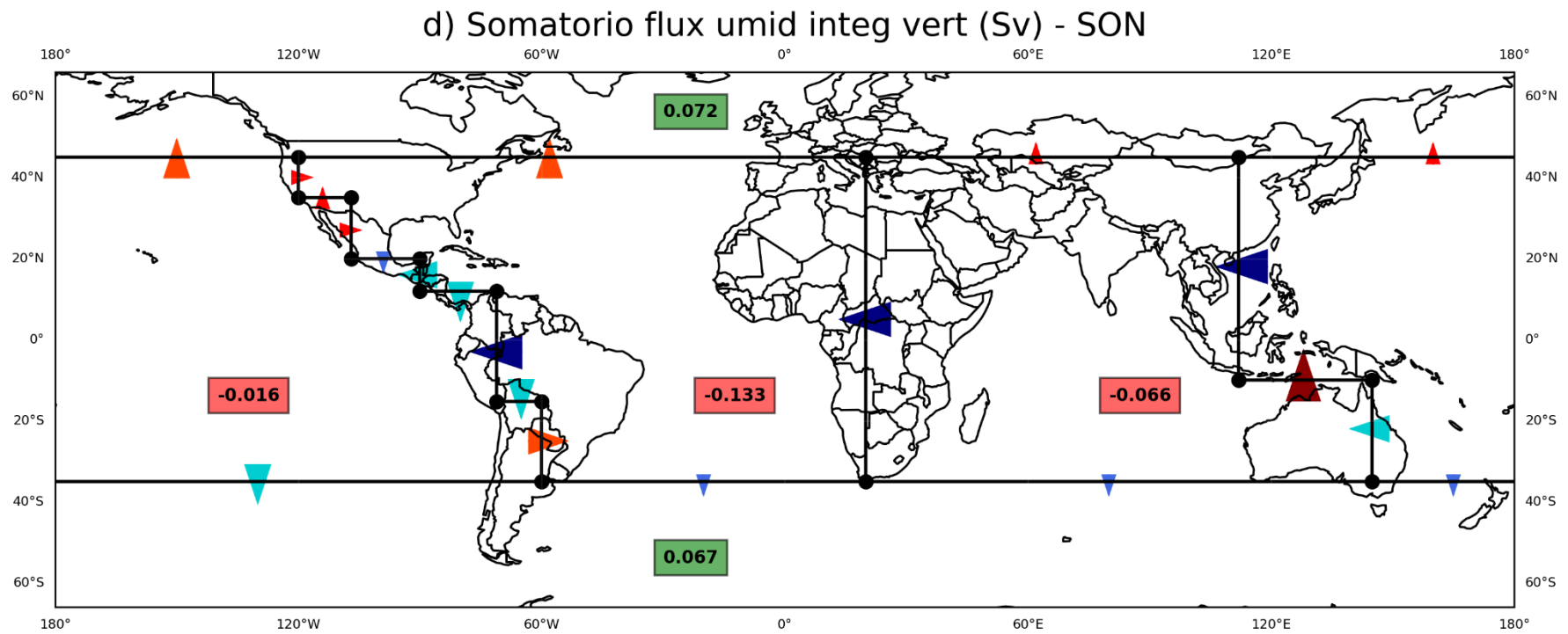
Figura 4.5 – Continuação.

c) Somatorio flux umid integ vert (Sv) - JJA



(continua)

Figura 4.5 – Conclusão.



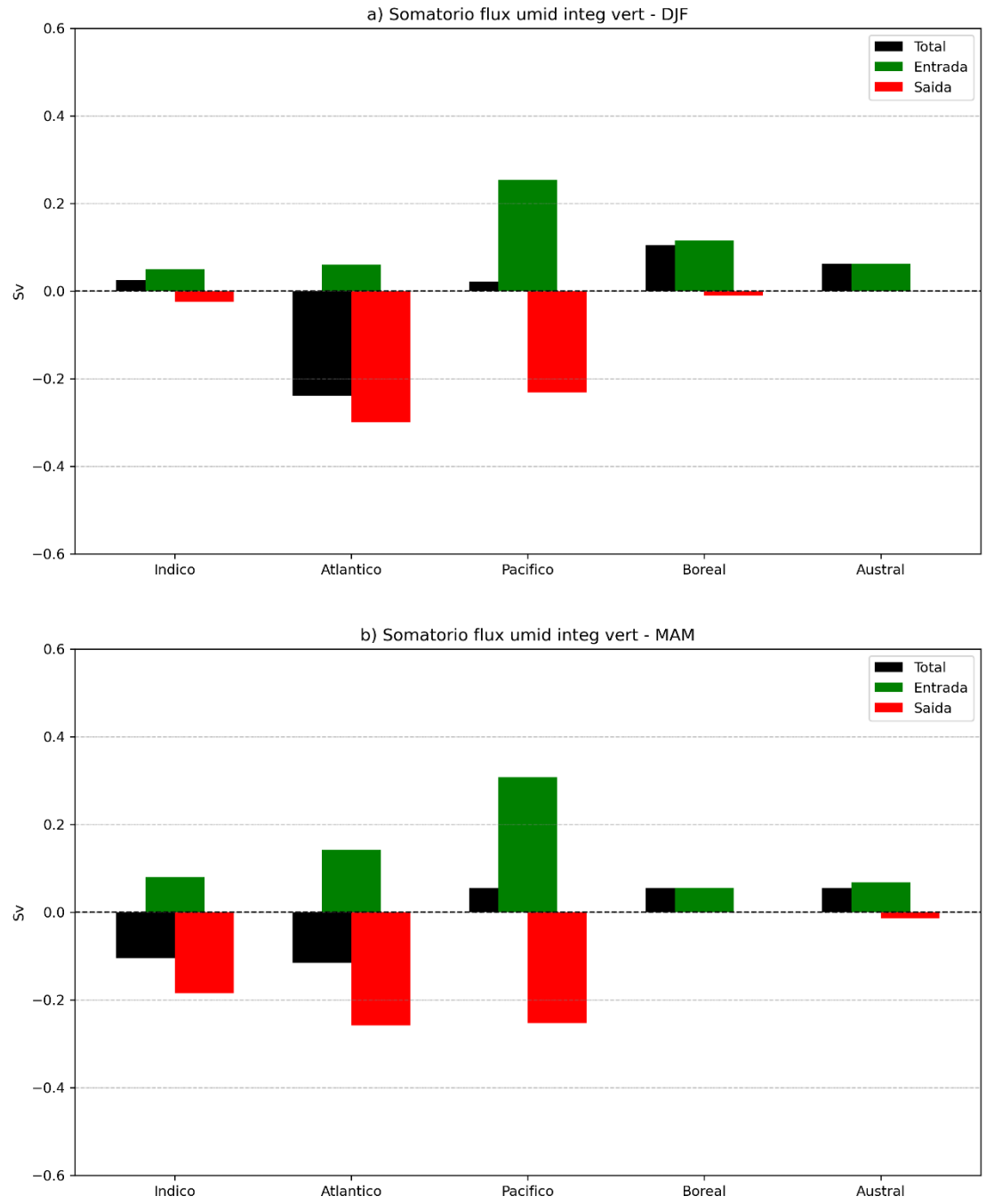
Fonte: Produção da autora.

Dessa forma, pode-se resumir os resultados encontrados na Figura 4.5, e mostrar o total de entrada e de saída de cada uma das bacias oceânicas na Figura 4.6.

A bacia do Oceano Atlântico possui um balanço de fluxo de umidade negativo para todas as estações do ano. A bacia do Oceano Índico, em grande parte das estações, possui um total negativo de umidade, e o destaque maior é para DJF, único período que a respectiva bacia ficou positivo com 0,025 Sv. Já a bacia do Oceano Pacífico, possui o balanço de fluxo de umidade positivo em DJF, MAM e JJA. Com relação aos pólos, apesar de alguns períodos serem relativamente baixos em comparação com as outras bacias, não existe exportação de umidade da bacia do Oceano Boreal (Ártico) em MAM e ela também não recebe em SON. Já a bacia do Oceano Austral (Antártica) não possui fluxo de umidade de saída para DJF, MAM e SON.

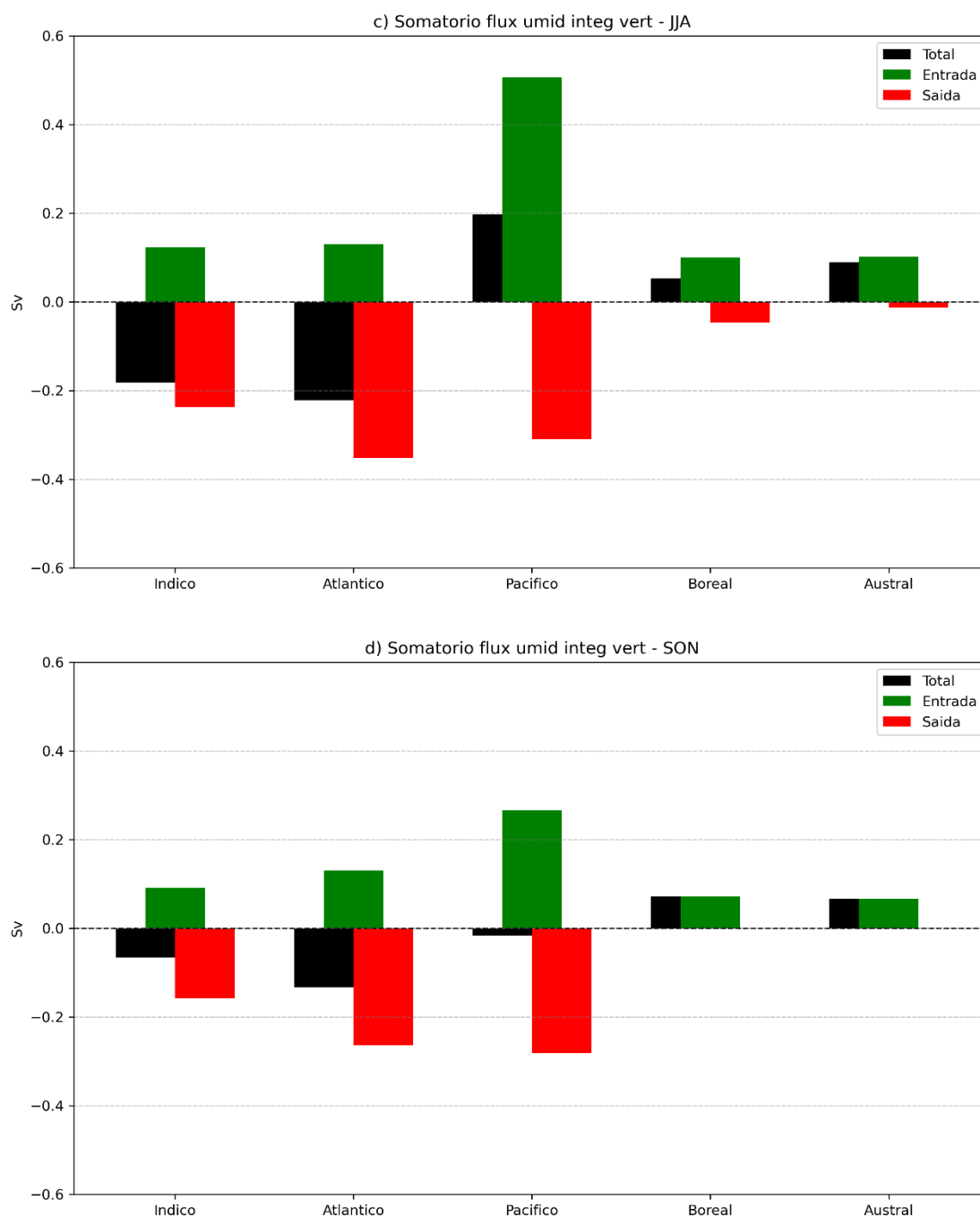
A Figura 4.5 e a Figura 4.6 podem ser analisadas em conjunto. Por exemplo, especificamente para JJA, percebe-se os valores máximos da série, para a entrada na bacia do Oceano Pacífico. E mesmo sendo o período de Monção da região da Índia e Leste Asiático, os valores para a saída da bacia do Índico não foram os únicos responsáveis. Na Figura 4.5, a partir do norte da Austrália e pela América do Sul, também pode-se observar o grande volume do fluxo de umidade contribuindo para esse máximo na Bacia do Pacífico. Ou seja, é possível observar que as bacias do Índico e do Atlântico contribuíram para o total do conteúdo de umidade no Pacífico, podendo ser investigado quais foram os sistemas contribuintes.

Figura 4.6 – Resumo do somatório sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente em cada uma das bacias oceânicas, para o período de 1959 a 2020. Unidade em Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^9 \text{ kg/s}$).



(continua)

Figura 4.6 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

É importante ressaltar que o balanço do fluxo de umidade entre as bacias oceânicas resulta um resíduo, considerando o total anual. Teoricamente o somatório dos fluxos regionais devem se cancelar, resultando no balanço global do ciclo hídrico. Porém isso não acontece nas análises mostradas anteriormente.

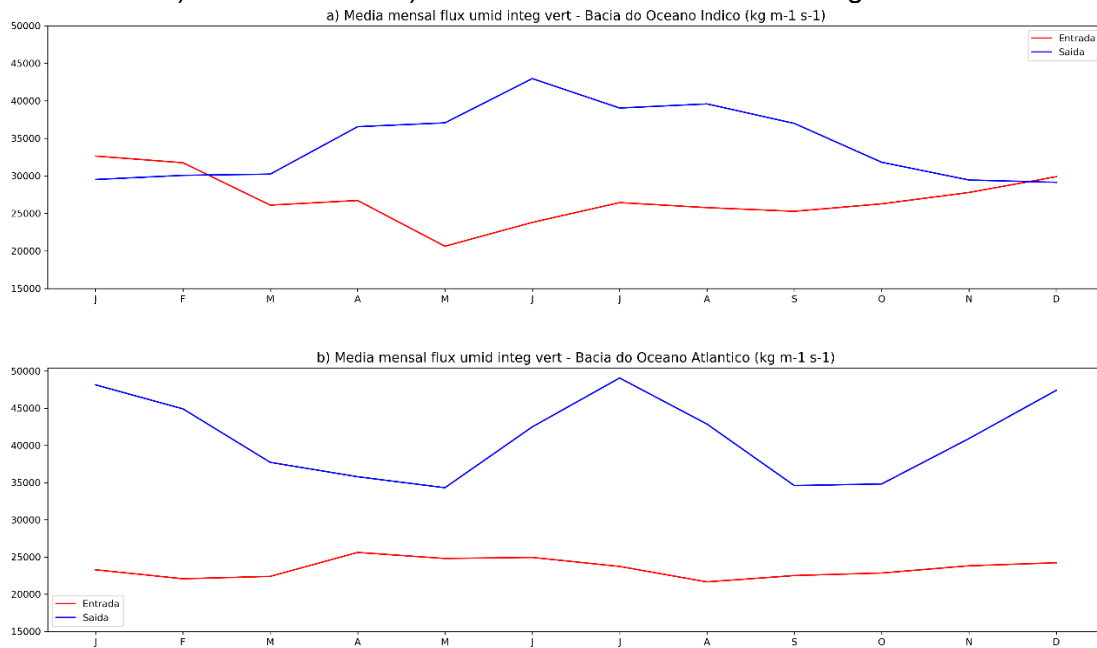
Isso deve ser melhor investigado, afim de entender com profundidade os possíveis processos que levam ao desbalanço ao fluxo total. Alguns candidatos que possam ter contribuído para o resíduo do fluxo são: a utilização de dados mensais, em vez de diários, para análises sazonais, que ignoram contribuições de processos transientes de alta frequência; o limite da camada atmosférica utilizado para o cálculo do fluxo vertical integrado (aqui usado de 500 hPa); processos intrínsecos nas próprias bacias oceânicas; a limitação da metodologia utilizada a qual pode não representar com exatidão todos os processos envolvidos.

4.2.1 Análise do fluxo de umidade integrado entre as bacias do Oceano Índico e do Oceano Atlântico

Como o foco do presente estudo é entre o Oceano Índico e o Atlântico, foram realizadas algumas análises mais específicas para estas bacias. A bacia do Oceano Índico, na grande maioria dos meses, exporta mais umidade do que recebe, principalmente em JJA, período respectivo às Monções na região (Figura 4.7a). O mês de maio obteve o menor valor da série para o fluxo de entrada de umidade na bacia. O período de DJF é o único da série em que o valor de entrada da bacia é maior do que o de saída. Analisando em relação à quantidade, pode-se destacar que a bacia do Oceano Índico exporta mais umidade do que recebe, de acordo com a Figura 4.6a.

Para a bacia do Oceano Atlântico (Figura 4.7b), existe uma ampla diferença do conteúdo total de entrada e saída de umidade, sendo a exportação sempre maior do que a entrada. As estações de transição, MAM e SON têm os valores menores para a saída de umidade da bacia. Os valores para entrada de umidade na bacia do Atlântico não possuem variabilidade ao longo do ano e com relação ao quantitativo, o Atlântico exporta praticamente o dobro de umidade que recebe. Dessa forma, análises mais específicas precisam ser realizadas, mas a bacia do Oceano Atlântico pode estar evaporando mais, já que não é visto esse aumento também entrando na respectiva bacia.

Figura 4.7 – Série temporal da média mensal do fluxo de umidade na bacia oceânica.
a) Oceano Índico b) Oceano Atlântico. Unidade em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$.



Fonte: Produção da autora.

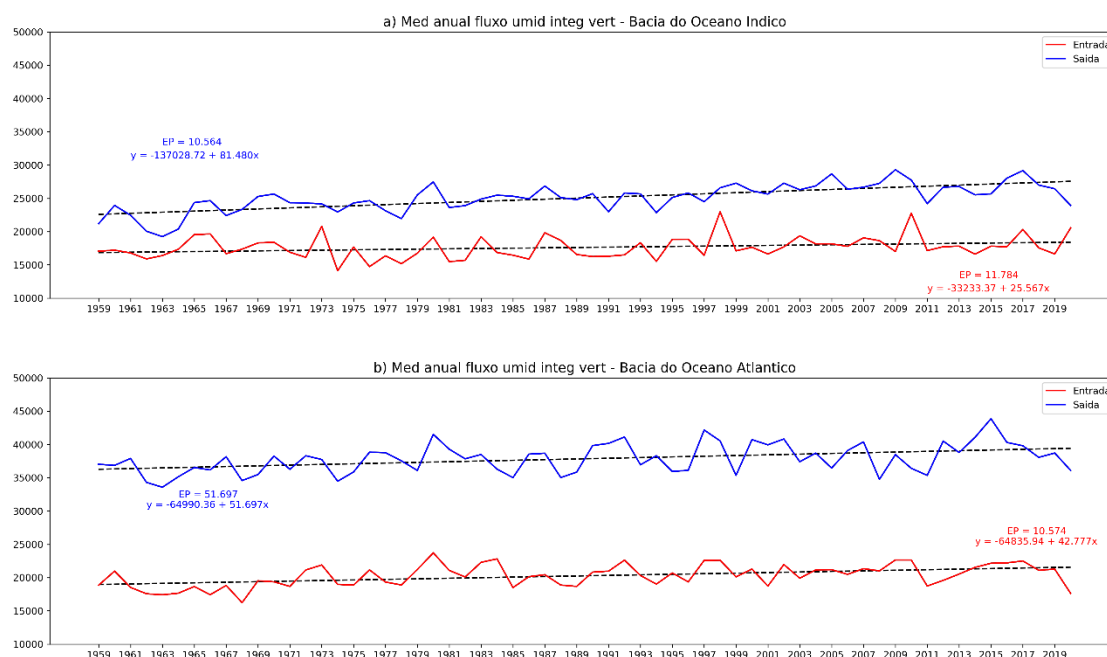
A tendência do fluxo de umidade da bacia do Oceano Índico (Figura 4.8a) apresenta aumento ao longo da série temporal tanto para entrada quanto para a saída do fluxo. Com os maiores valores, a exportação de umidade apresenta a tendência de aumento com valores em torno de $81.500 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ no ano, enquanto os menores valores para o fluxo de entrada mostram a tendência de aproximadamente $25.500 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ de aumento no ano. Ao nível de confiança de 95%, tanto a regressão linear simples, quanto o teste de Mann-Kendall indicam que os fluxos são estatisticamente significativos. Os resultados encontrados se assemelham a Craig (2018), o qual destacou o aumento do fluxo de umidade integrado verticalmente, a partir da bacia do Oceano Índico.

A bacia do Oceano Atlântico (Figura 4.8b), também apresenta ambos os fluxos com tendência de aumento ao longo dos anos, com valores aproximados de $52.500 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ /ano para saída e $42.700 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ /ano para entrada. Com relação à significância estatística, ambos os testes mostram os aumentos significativos ao nível de confiança de 95%.

Vale destacar que a bacia do Oceano Atlântico possui a média anual do fluxo de umidade, cerca do dobro dos valores para a bacia do Oceano Índico. Isso pode ser devido a ampla área de convergência de umidade próximo ao equador e fluindo sentido bacia do Oceano Pacífico, pela região da América Central (LEDUC et al., 2007; RICHTER; XIE, 2010; GIMENO et al., 2012; CRAIG, 2018; GIMENO et al., 2020).

De certa forma, a tendência de entrada e saída do fluxo de umidade das respectivas bacias oceânicas é de intensificar o que já vem sendo observado na média anual. Existe a tendência da bacia do Índico e do Atlântico em exportarem mais umidade ao longo dos anos, principalmente com a tendência da salinidade também apresentando aumento, conforme mostrado na seção anterior. Mas isso precisa ser mais investigado pensando nos impactos para um futuro próximo, ainda mais considerando as mudanças climáticas em andamento.

Figura 4.8 – Tendência da média anual do fluxo de umidade na bacia oceânica. a) Oceano Índico b) Oceano Atlântico. Unidade em kg m-1 s-1/ano.



Fonte: Produção da autora.

Os valores estatísticos da tendência média sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente da bacia do Índico foram analisados na Tabela 4.1.

Observa-se que para todos os períodos sazonais a bacia do Oceano Índico tem a tendência de aumento dos fluxos tanto de entrada, quanto de saída, com exceção para o fluxo de entrada em JJA, que apresentou tendência de diminuição. O valor da tendência foi de aumento em torno de 119.544 kg m⁻¹ s⁻¹/ano para saída em SON e o menor valor, ainda de aumento, com a tendência também de saída foi para JJA com 2.470 kg m⁻¹ s⁻¹/ano. Quanto a tendência significativa, os períodos sazonais foram analisados para o nível de confiança de 95%, e para ambos os testes estatísticos, JJA não apresentou nenhum dos fluxos com significância. Em uma análise estatística em mais detalhes, este período apresentou uma variabilidade alta e inclinação baixa ao longo dos anos, o que pode ter contribuído para a tendência não ser considerada significativa. Nota-se que todos os fluxos que não foram significativos obtiveram resultados relativamente baixos para a inclinação.

A bacia do Oceano Índico apresenta a tendência de aumentar a exportação de umidade ao longo das estações do ano, do que importar umidade das outras bacias, com exceção para o período de JJA.

Tabela 4.1. Valores da tendência sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente na bacia do Oceano Índico. Inclinação: representa a inclinação da reta, quanto maior/menor o valor, maior/menor foi o aumento/diminuição dos dados ao longo do período de análise. Nível de confiança considerado de 95%, usando o teste de Wald (Wald) e o teste de Mann-Kendall (MK).

		Inclinação (kg m ⁻¹ s ⁻¹ /ano)	Significância
DJF	Entrada	15.758	Não
	Saída	75.165	Wald e MK
MAM	Entrada	11.711	Não
	Saída	95.640	Wald e MK
JJA	Entrada	- 15.235	Não
	Saída	2.470	Não
SON	Entrada	54.341	Wald e MK
	Saída	119.544	Wald e MK
Fonte: Produção da autora.			

A bacia do Oceano Atlântico (Tabela 4.2) ficou bem semelhante com a do Índico, com tendência de aumento de ambos os fluxos, com exceção da entrada em

JJA, com tendência de diminuição. Os dois maiores fluxos apresentaram valores semelhantes, além dos maiores valores da tendência, sendo o fluxo de saída de DJF e entrada em SON, respectivamente, 90.531 kg m⁻¹ s⁻¹/ano e 90.621 kg m⁻¹ s⁻¹/ano.

Com a mesma situação do Oceano Índico, o Oceano Atlântico tem apresentado tendências de aumento, tanto para exportação, quanto para importação de umidade ao longo das estações do ano. Porém, considerando regressão linear simples e o teste de Mann-Kendall, os únicos fluxos que não apresentaram significância para a tendência foi o de saída em MAM e entrada JJA. Todos os outros períodos foram estatisticamente significativos. Assim como na bacia do Oceano Índico, os menores valores para inclinação dos dados para a Bacia do Oceano Atlântico também não foram significativos.

Tabela 4.2. Valores da tendência sazonal do fluxo de umidade integrado verticalmente na bacia do Oceano Atlântico. Inclinação: representa a inclinação da reta, quanto maior/menor o valor, maior/menor foi o aumento/diminuição dos dados ao longo do período de análise. Nível de confiança considerado de 95%, usando o teste de Wald (Wald) e o teste de Mann-Kendall (MK).			
		Inclinação (kg m ⁻¹ s ⁻¹ /ano)	Significância
DJF	Entrada	46.514	Wald e MK
	Saída	90.531	Wald e MK
MAM	Entrada	40.670	Wald e MK
	Saída	8.510	Não
JJA	Entrada	- 9.346	Não
	Saída	49.784	Wald e MK
SON	Entrada	90.621	Wald e MK
	Saída	52.275	Wald e MK
Fonte: Produção da autora.			

Com a ideia de analisar o comportamento do fluxo de umidade por meio de cada segmento, a Figura 4.9 foi criada para mostrar a tendência do fluxo de umidade integrado verticalmente em cada um dos lados do segmento. Ou seja, ao observarmos cada segmento, pode-se analisar a tendência e a intensidade do fluxo de umidade para cada um dos respectivos lados.

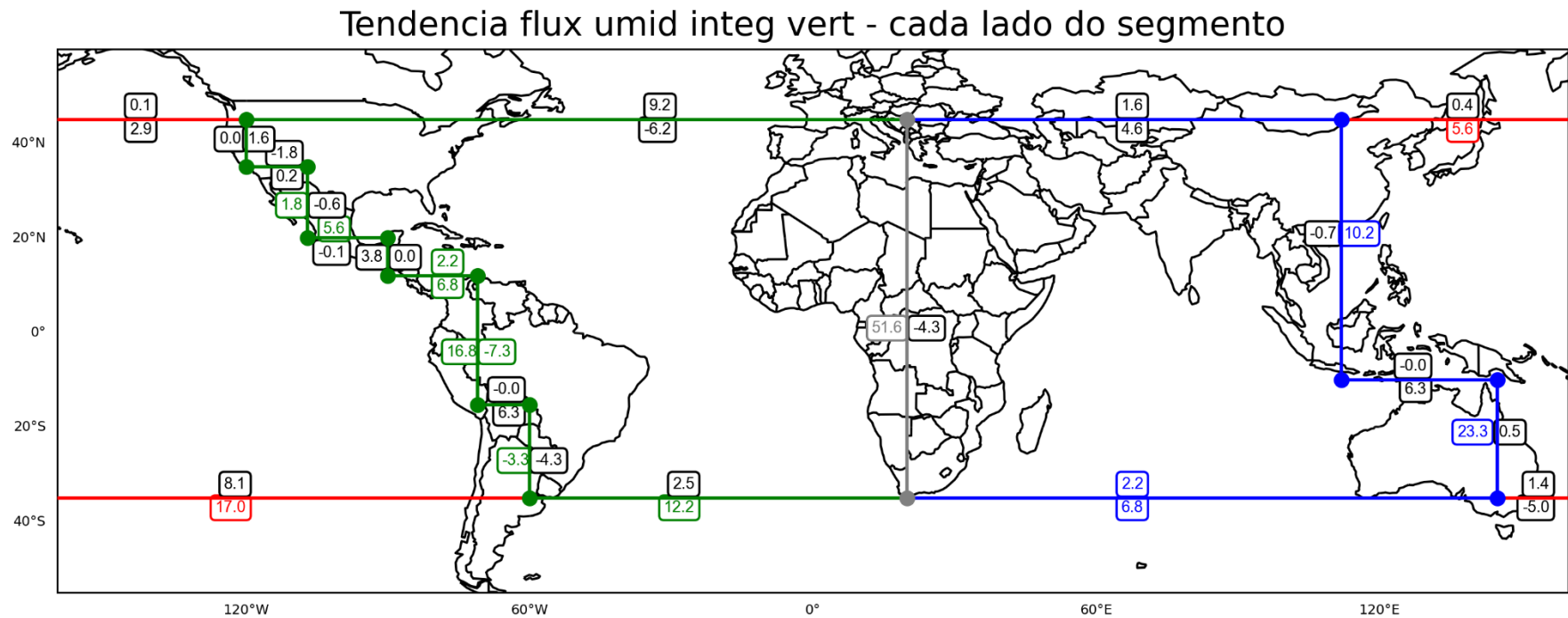
Corroborando com os resultados apresentados ao longo do trabalho, o segmento e lado de maior destaque, com o maior valor encontrado, é o lado oeste do segmento sobre a África (representando o fluxo de umidade do Oceano Índico para o Oceano Atlântico), mostrando a tendência de aumentar o fluxo de umidade integrado verticalmente em $51.6 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$, ao longo de 1959 a 2020. Da mesma forma, o lado leste deste mesmo segmento mostra a tendência de diminuição em $4.3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$, ao longo do mesmo período. Outro ponto também já documentado no presente estudo, é o lado leste do segmento sobre o Leste Asiático, evidenciando o fluxo do Oceano Índico para o Oceano Pacífico (principalmente no período de monção), mostrando a tendência de aumento em $10.2 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$. Com relação à importação de umidade sobre o segmento da Austrália, observa-se uma tendência de aumento do fluxo em $23.3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$. Já a Bacia do Oceano Atlântico apresenta uma tendência de aumento do fluxo de umidade, pelo segmento oeste sobre o noroeste da América do Sul, em $16.8 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$ e também uma tendência de aumento para a Bacia do Oceano Austral (Antártica) em $12.2 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$, enquanto que para a bacia do Oceano Boreal (Ártico) este aumento representa $9.2 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$. Por fim, a Bacia do Oceano Pacífico mostra uma tendência de aumentar a exportação de umidade para a Bacia do Oceano Austral (Antártica) em $17 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$. Esses valores de tendência podem auxiliar análises futuras com relação ao impacto físico que esta umidade extra pode vir a causar em uma determinada localização.

A Bacia do Oceano Índico tem a tendência de aumentar a exportação de umidade para o Oceano Atlântico e, em menor intensidade, também para o Oceano Pacífico, além de aumentar a importação do Oceano Pacífico. A Bacia do Oceano Atlântico, apresentou a maioria dos segmentos com a tendência de aumentar o fluxo para Pacífico e para o Austral (Antártica), e tendência de diminuir a importação do Boreal (Ártico). Já a Bacia do Oceano Pacífico, de aumentar a tendência de exportação para o Oceano Austral (Antártica).

A diferença entre as tendências encontradas na Figura 4.9a, foram plotadas em forma de resumo na Figura 4.9b. A ideia desta figura é de resumir o que está acontecendo com o fluxo de umidade entre as bacias oceânicas.

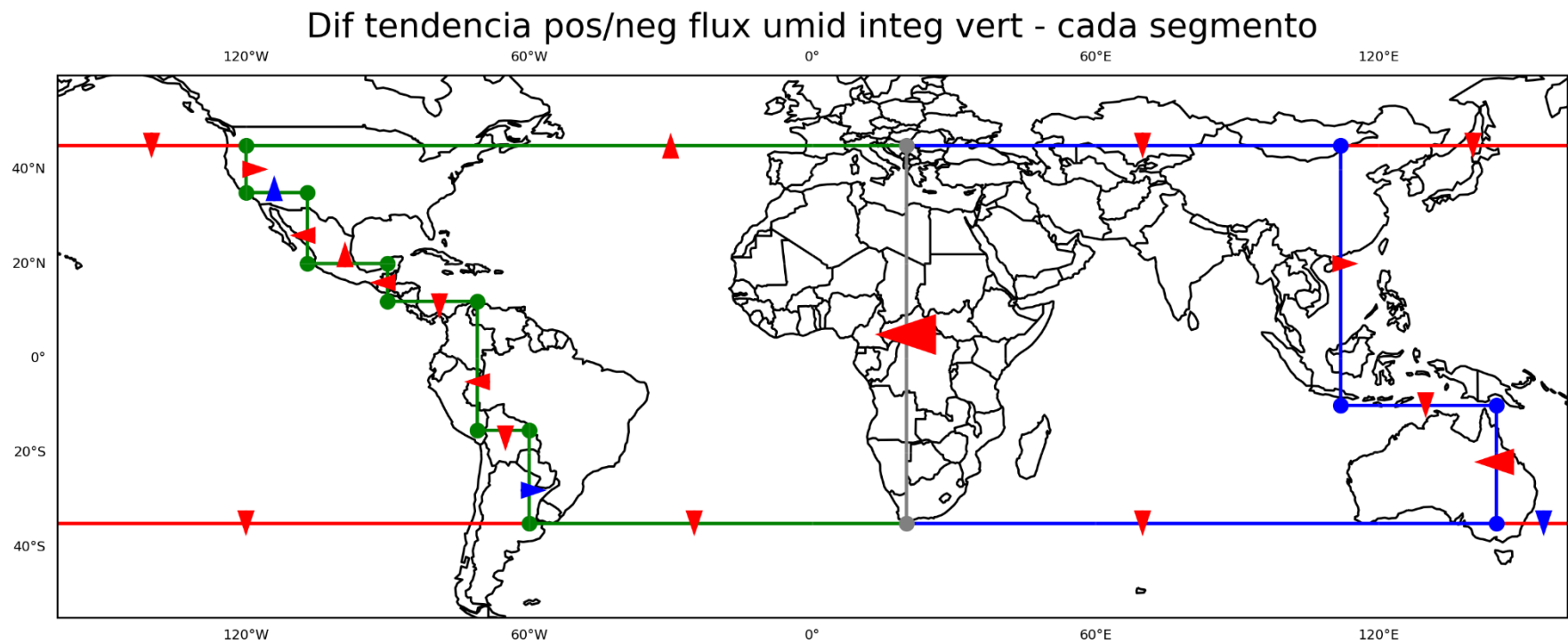
Nota-se que o segmento com maior diferença das tendências, entre cada um dos lados, é o segmento sobre a África, indicando uma tendência maior do fluxo de umidade integrado verticalmente, do Oceano Índico para o Oceano Atlântico. E o segundo segmento, com intensidade mediana, ficou sobre a Austrália, indicando a tendência do fluxo de umidade do Oceano Pacífico para o Oceano Índico. Os demais segmentos mostram uma intensidade pequena, e consequentemente o sentido preferencial respectivo. Somente os vetores com intensidade pequena mostram uma tendência de diminuição, sendo representados pelos vetores em azul.

Figura 4.9 – a) Tendência da média anual do fluxo de umidade em cada um dos lados do segmento. Valores representando a inclinação da reta, sendo significativos os valores correspondentes a mesma cor do segmento. Valores em preto não são significativos. Unidade em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}/\text{ano}$. b) Diferença da tendência média anual do fluxo de umidade em cada um dos lados do segmento, a partir dos valores encontrados na Figura 16a. Os tamanhos dos vetores indicam a intensidade da tendência, sendo grande, média e pequena, e a cor vermelha indica a tendência de aumento e a cor azul a tendência de diminuição.



(continua)

Figura 4.9 – Conclusão.



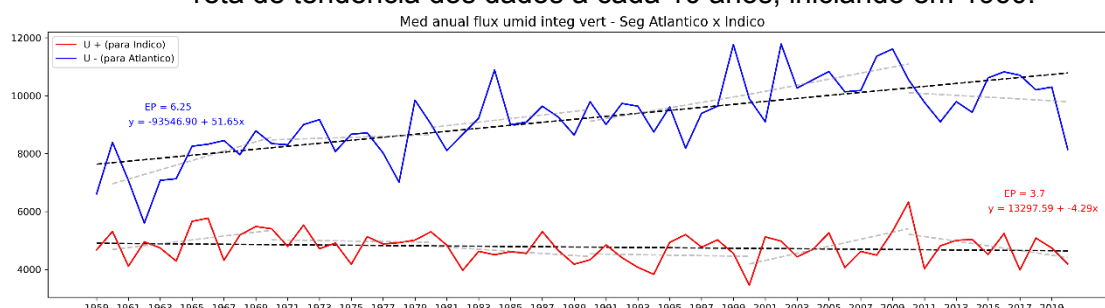
Fonte: Produção da autora.

Como o objetivo principal do presente estudo teve o foco no segmento entre o Oceano Atlântico e o Oceano Índico (segmento sobre a África da Figura 3.1), a série temporal deste segmento foi plotada na Figura 4.10.

Observa-se que os maiores valores foram para o fluxo de umidade no sentido Índico -> Atlântico, e com tendência de aumento de aproximadamente 52 kg m⁻¹ s⁻¹/ano, ao longo do período de 1959 a 2020. Já o segmento no sentido Atlântico -> Índico, apresentou uma tendência de queda ao longo do período, de - 4.3 kg m⁻¹ s⁻¹/ano. Nas seções seguintes foi analisado alguns possíveis impactos que essa tendência de aumento chegando na bacia do Oceano Atlântico, pode ocasionar na bacia oceânica e também na América do Sul. Com relação à significância da tendência, com nível de 95%, tanto para a regressão linear simples, quanto para o teste de Mann-Kendall, somente o fluxo para o Atlântico obteve resultado significativo.

Yang et al. (2022) analisaram valores de entrada e de saída de cada bacia oceânica, e destacaram que sobre a costa leste do continente Africano, a tendência da convergência de umidade é positiva, com valores de 2.60± 3.17 em 10⁶ kg/s/década. Apesar da metodologia e a região de análise dos trabalhos serem diferentes, os resultados encontrados pelos autores corroboram com os resultados encontrados no presente estudo, evidenciando a tendência de aumento através do continente africano (de leste para oeste).

Figura 4.10 – Série temporal com tendência do fluxo de umidade somente no segmento entre os pontos 11 e 16, segmento localizado sobre a África. Unidade em kg m⁻¹ s⁻¹/ano. Retas tracejadas em cinza representam a reta de tendência dos dados a cada 10 anos, iniciando em 1960.



Fonte: Produção da autora.

Dessa forma, o fluxo de umidade entre a bacia do Índico e a bacia do Atlântico, que apresentou uma tendência de aumento ao longo de 1959 a 2020, foi evidenciado pela primeira vez. Como já bastante documentado (COLLINS et al., 2013), o Oceano Índico apresentou as maiores taxas de aquecimento ao longo dos últimos anos, indicando uma maior disponibilidade de umidade atmosférica. Conforme mostram os resultados aqui apresentados, o segmento prioritário para esse fluxo de umidade é o segmento sobre a África, indicando que o Oceano Índico tem exportado fluxo de umidade além dos valores conhecidos (já que vem se aquecendo mais do que as outras bacias oceânicas) para o Oceano Atlântico.

4.3 Associação da variabilidade e tendência do fluxo de umidade do Oceano Índico para o Oceano Atlântico sobre a América do Sul e a bacia do Oceano Atlântico

Essa seção explora as associações da variabilidade e tendência do fluxo de umidade do Oceano Índico para o Atlântico. Para isso, realizou-se a análise de correlação do fluxo de umidade, do segmento africano (11-16), com a TSM, divergência do fluxo de umidade e a precipitação sobre o Atlântico. Em seguida, foram desenvolvidos os compostos de eventos anômalos entre as mesmas variáveis citadas anteriormente. Vale lembrar que a série temporal do fluxo de umidade sobre o segmento possui orientação positiva para leste e negativa para oeste.

Os anos foram selecionados com base no fluxo de umidade no segmento 11-16, os que apresentaram valores superiores ou inferiores a um desvio padrão positivo ou negativo, respectivamente, conforme indicados na Tabela 4.3. Lembrando que o total de anos utilizado no presente estudo são 62 anos, de 1959 a 2020.

Tabela 4.3 – Anos selecionados na análise dos compostos entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, considerando fluxo positivo maior do que +1 desvio padrão e fluxo negativo menor do que -1 desvio padrão.		
DJF	Positivo	1962, 1963, 1965, 1966, 1968, 1969, 1970, 1978 e 2010. <i>Total: 9 anos</i>
	Negativo	1976, 1992, 1999, 2000, 2002, 2005, 2006, 2008, 2009 e 2017. <i>Total: 10 anos</i>
MAM	Positivo	1959, 1960, 1962, 1967, 1972, 1978, 1980, 1981 e 2018. <i>Total: 9 anos</i>
	Negativo	1984, 1995, 1999, 2000, 2002, 2007, 2008, 2009, 2011, e 2017. <i>Total: 10 anos</i>
JJA	Positivo	1962, 1970, 1971, 1974, 1975, 1976, 1977, 1978, 1991, 1994, 1996, 2001 e 2020. <i>Total: 13 anos</i>
	Negativo	1965, 1967, 1982, 1984, 1987, 2000, 2009, 2015 e 2017. <i>Total: 9 anos</i>
SON	Positivo	1959, 1960, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1974, 1983 e 1996. <i>Total: 10 anos</i>
	Negativo	1993, 2002, 2003, 2004, 2006, 2016, 2018 e 2019. <i>Total: 8 anos</i>
Fonte: Produção da autora.		

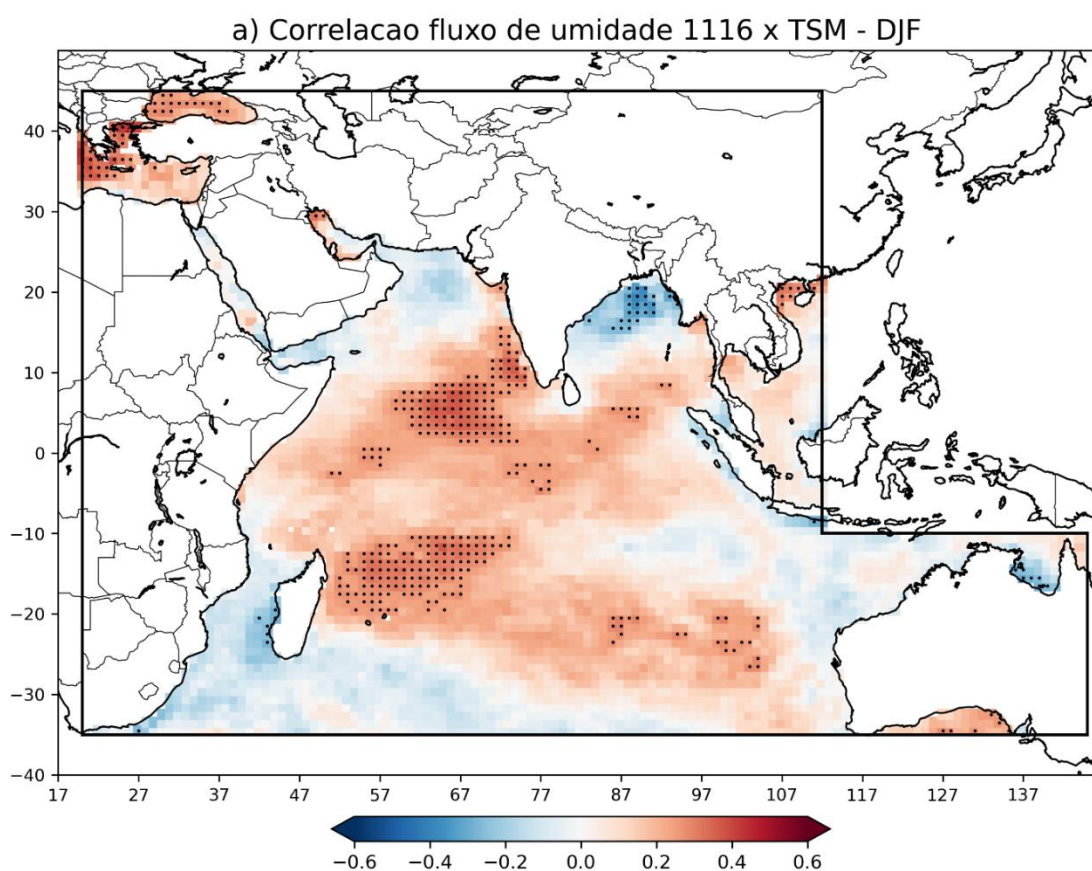
A correlação em DJF (Figura 4.11a) mostrou áreas significantes em grande parte do Oceano Índico, principalmente entre 10°N-10°S e a oeste de 90°L. Correlação negativa foi observada apenas em regiões pontuais, como no Mar de Bengala e em regiões costeiras de Madagascar e da Austrália.

As regiões com correlações significativas também foram identificadas nos compostos positivos e negativos. No composto positivo, onde o fluxo de umidade em 16-11 era positivo (direcionado para o Oceano Índico), as anomalias de TSM apresentaram menor intensidade e maior variabilidade ao longo da extensão do oceano (Figura 4.11b), com algumas áreas mais intensas no norte, centro-oeste e sudeste. A região ao norte da Austrália, onde a correlação entre o fluxo em 11-16 e a TSM foi negativa e significativa, coincide com a área de contato entre os oceanos Pacífico e Índico, conhecida como ITF.

Já no composto negativo (Figura 4.11c), que representa a média dos anos em que o fluxo de umidade em 16-11 foi negativo (direcionado para o Atlântico), as áreas com anomalias negativas de TSM coincidiram com as regiões significantes na correlação entre o fluxo em 11-16 e a TSM, especialmente nas áreas central e sul da bacia. Assim, é possível inferir que o fluxo de umidade em direção ao Atlântico está associado a anomalias negativas de TSM,

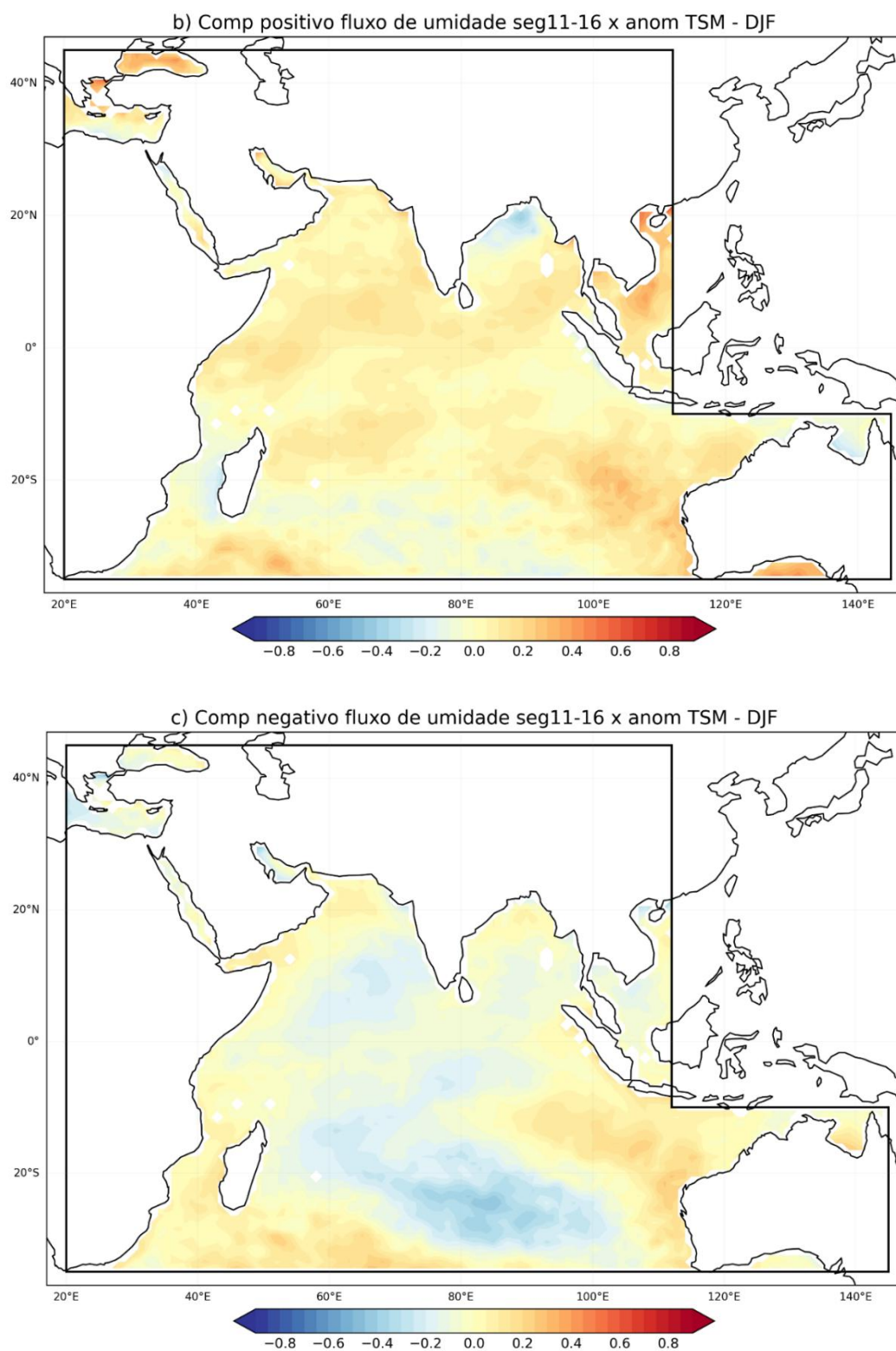
particularmente na região centro-sul do Oceano Índico. Em outras palavras, quando o fluxo de umidade é direcionado ao Atlântico, predominam anomalias negativas de TSM no Oceano Índico.

Figura 4.11 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para DJF, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.11 – Conclusão.



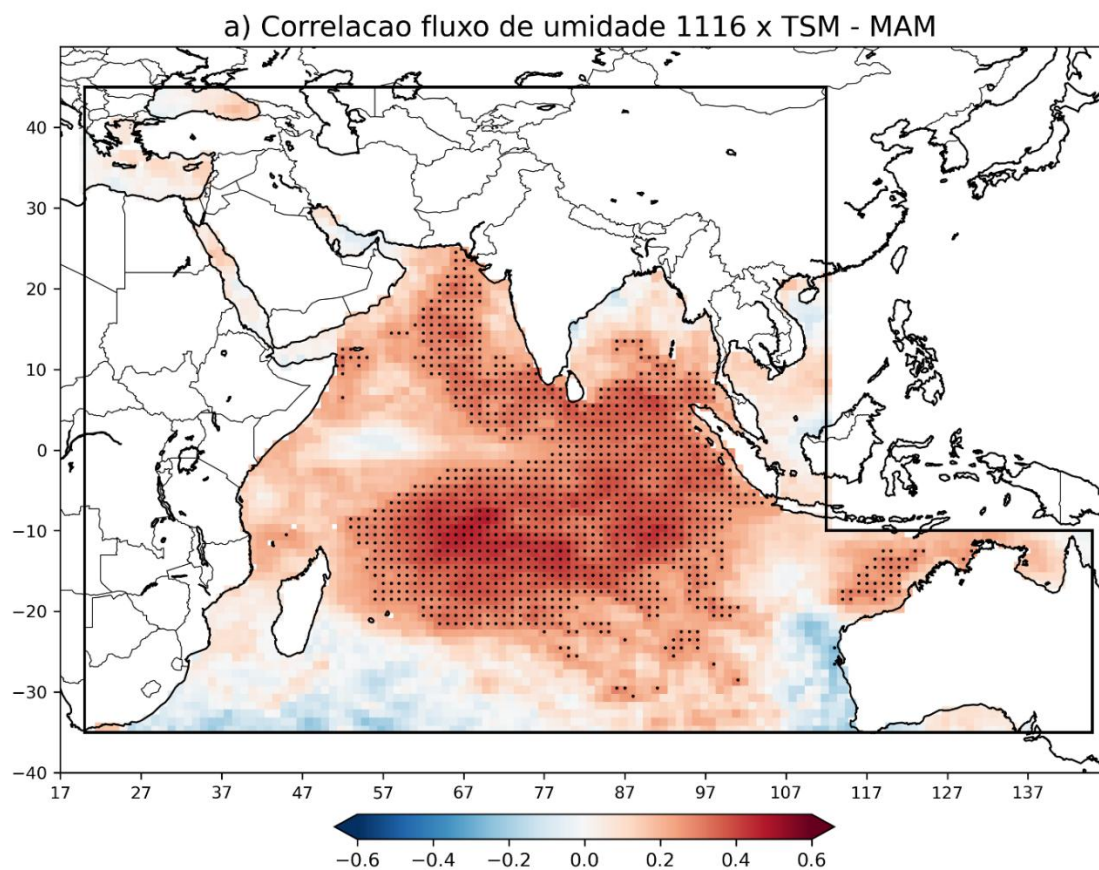
Fonte: Produção da autora.

A análise da correlação e dos compostos para o período de MAM exhibe correlações positivas e significativas em toda a região norte e central da bacia do Oceano Índico entre 10°N e 10°S (Figura 4.12a). As áreas de correlação positiva estão associadas tanto aos compostos positivos (Figura 4.12b) quanto aos negativos (Figura 4.12c).

Os resultados aqui encontrados indicam que a região central da bacia contribui para o fluxo de umidade direcionado ao Atlântico quando o Índico está relativamente mais frio do que o normal (composto negativo) e para o fluxo de umidade direcionado ao Atlântico quando o Índico está mais quente (composto positivo).

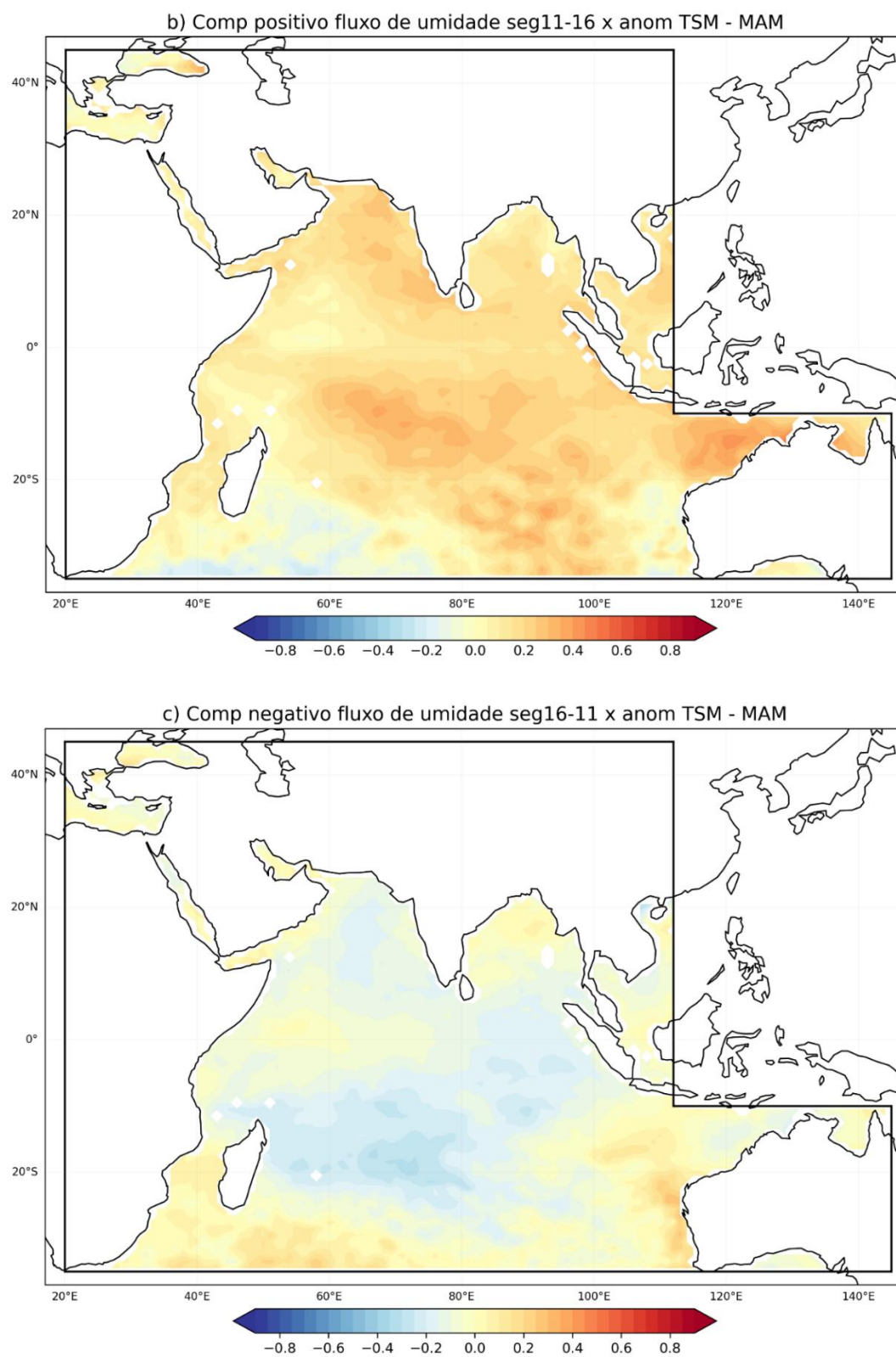
Comparando os dois períodos, observa-se que em MAM as correlações e as anomalias de TSM foram mais intensas do que em DJF.

Figura 4.12 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para MAM, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.12 – Conclusão.



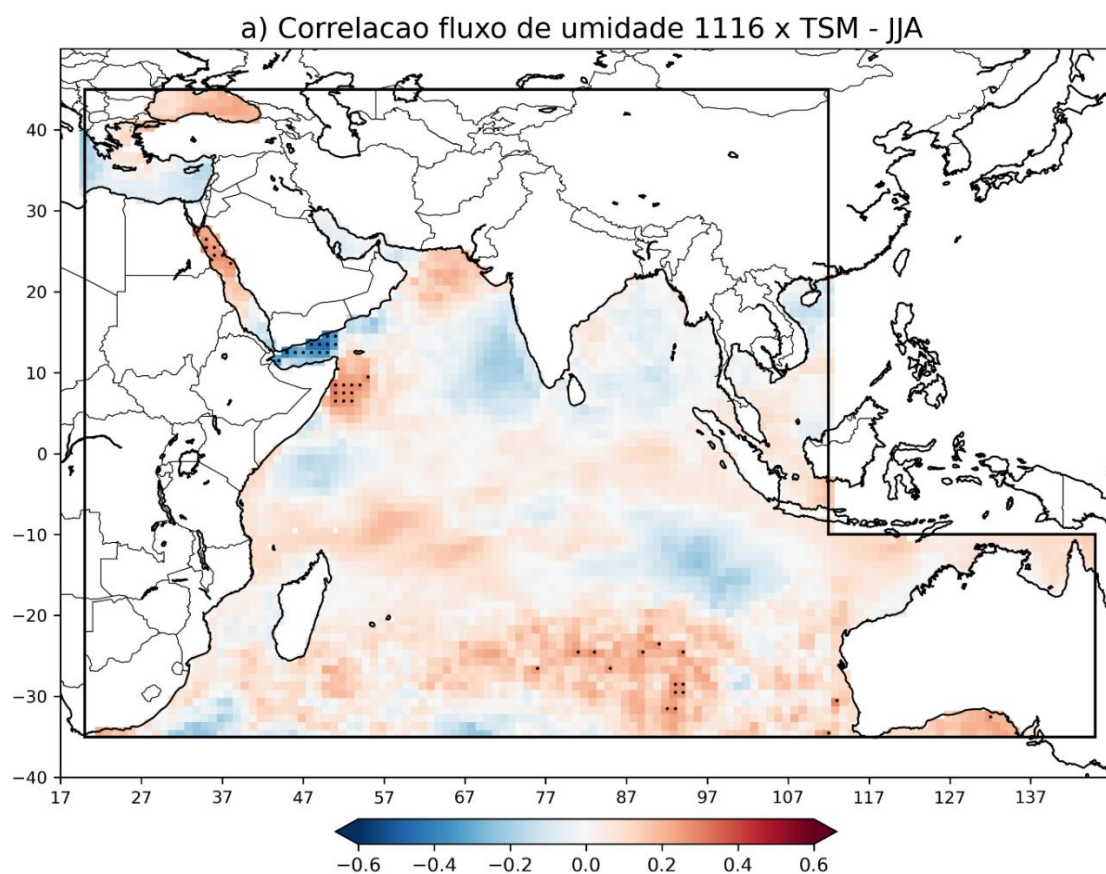
Fonte: Produção da autora.

Para o período de JJA (Figura 4.13a), correspondente às Monções da Índia e do Leste Asiático, os valores de correlação foram baixos, com pequenas áreas significativas localizadas apenas no extremo leste do continente africano e no sul da bacia. Nesse período, o JBNS está completamente configurado, convergindo umidade para a Índia, enquanto a região da África passa por uma estação seca (RIDDLE; COOK, 2008; DYER et al., 2017; DEY et al., 2023).

Os compostos positivos (Figura 4.13b) e negativos (Figura 4.13c) apresentaram-se semelhantes, ambos exibindo anomalias positivas de TSM em toda a extensão da bacia. Contudo, nos compostos negativos, as anomalias positivas de TSM foram mais intensas, especialmente nas regiões noroeste, central e leste da bacia.

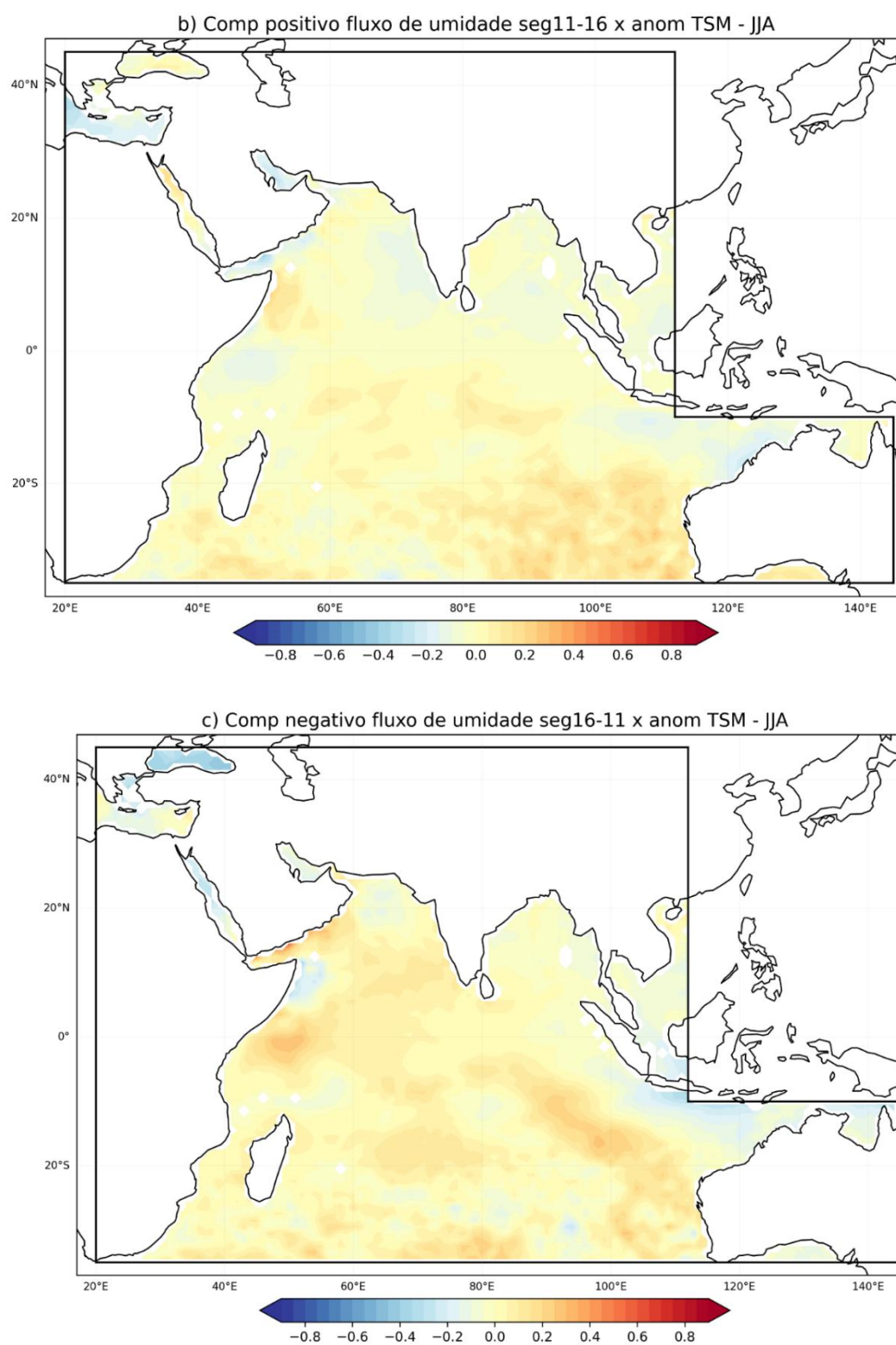
A baixa significância das correlações evidencia a fraca relação entre o fluxo de umidade no segmento 11-16 e a TSM durante JJA. Esse resultado é confirmado pelos compostos positivos e negativos analisados. Este trimestre se diferencia de DJF e MAM, períodos em que há uma relação mais forte entre as variáveis.

Figura 4.13 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para JJA, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.13 – Conclusão.



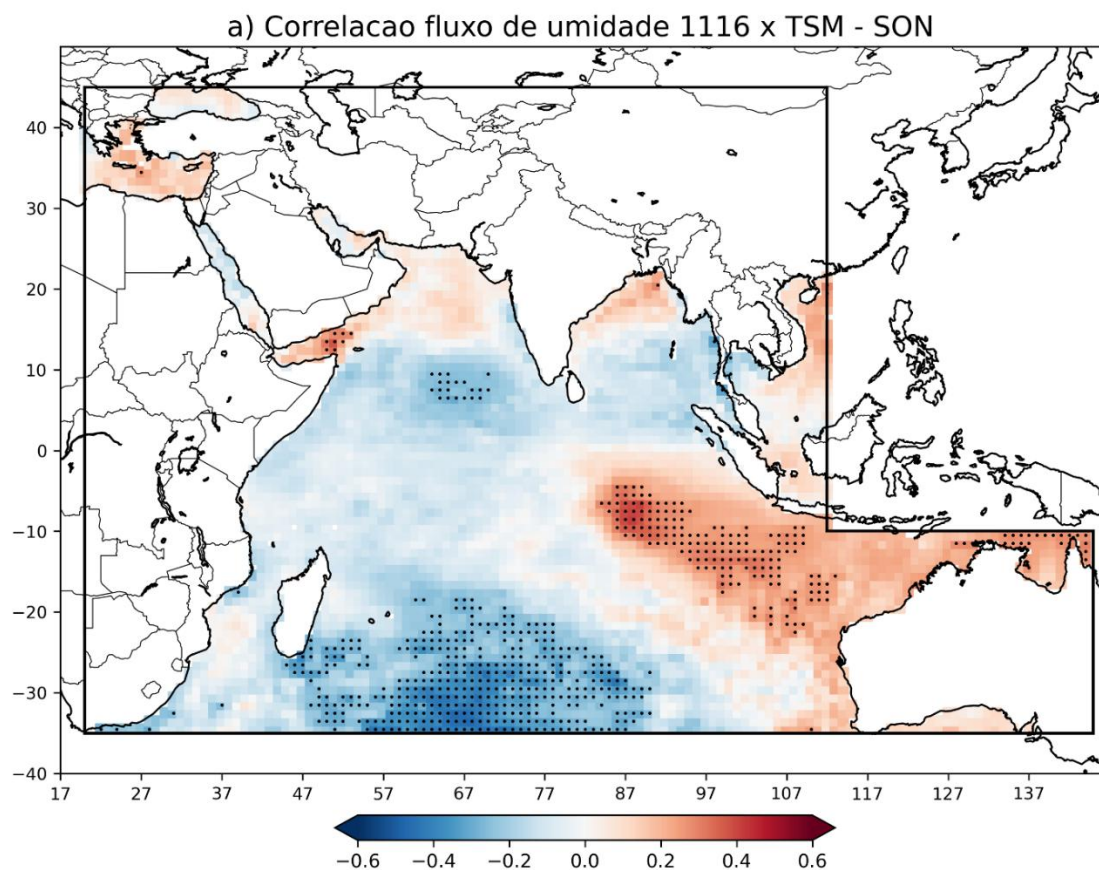
Fonte: Produção da autora.

Em SON (Figura 4.14a), as regiões com correlações altas, positivas e negativas, estão localizadas na área de ocorrência do DOI (SAJI et al., 1999) e do Dipolo Subtropical do Oceano Índico (HAM et al., 2021). De acordo com RAO et al., (2012), o aumento da convecção no Índico central, por aquecimento, fortalece ventos de leste anômalos e isso pode desencadear no aumento da frequência de DOI. A correlação negativa e significativa concentra-se na região associada à Alta do Oceano Índico Sul, coincidindo com o período em que essa alta está posicionada na porção central da bacia e a correlação positiva e significativa foi observada nas regiões central e leste da bacia.

Os resultados sugerem que o fluxo de umidade sobre o segmento 11-16 pode estar relacionado ao DSOI, com o aumento do fluxo para o Índico acompanhado de TSM quente anômala próxima a Java e Sumatra, enquanto regiões de correlação negativa indicam fluxo para o Índico com diminuição da TSM, próximo à costa oeste da Austrália. No composto positivo (Figura 4.14b), observam-se anomalias negativas mais intensas em toda a extensão centro-sul da bacia e anomalias positivas na região centro-leste. Já no composto negativo (Figura 4.14c), ocorre o oposto: anomalias positivas predominam na região sudoeste, a sul de Madagascar, enquanto anomalias negativas estão concentradas na região centro-leste. Essas áreas, como mencionado anteriormente, são características do DSOI e podem ser úteis para identificar a fase do respectivo evento, dependendo da análise dos compostos.

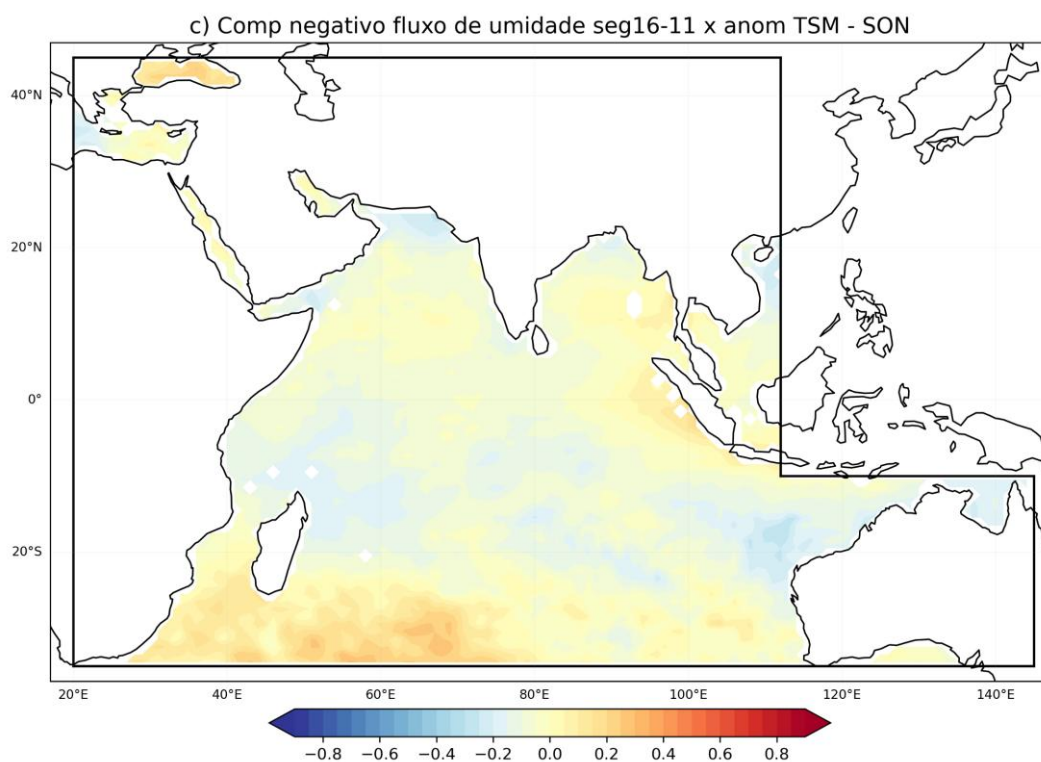
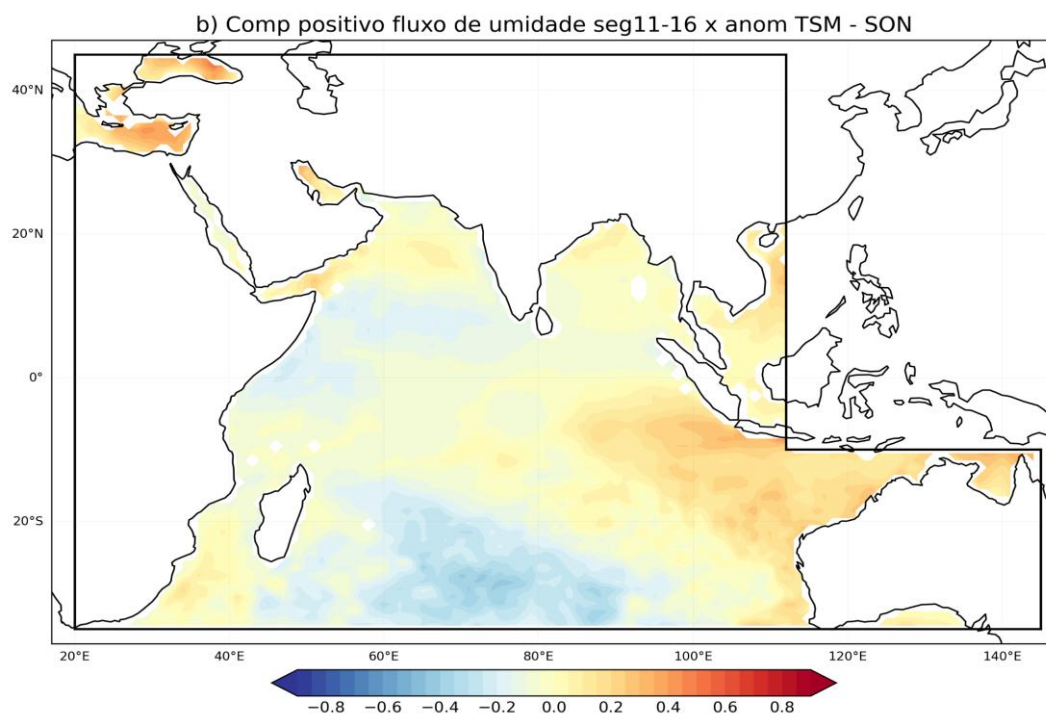
De maneira geral, a relação entre o fluxo de umidade em 11-16 e as anomalias de TSM no Oceano Índico apresenta correlação significativa em grande parte da bacia e em todas as estações, exceto em JJA (período o qual não apresentou áreas significativas em comparação com os outros períodos). Destacam-se MAM e DJF pelas correlações intensas e abrangentes na bacia, com semelhanças aos padrões de TSM relacionados ao fenômeno do ENOS, e SON pelas semelhanças com as áreas associadas ao DOI e DSOI, com correlações positivas e negativas. A análise dos compostos reforça a forte relação entre a TSM no Índico e a direção do fluxo de umidade, seja para o Atlântico ou para o Índico.

Figura 4.14 – Análise entre a TSM do Oceano Índico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para SON, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência e com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.14 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

Com o objetivo de entender a relação entre o fluxo de umidade no segmento 11-16 e o balanço E-P na bacia do Oceano Atlântico, foram analisadas correlações e compostos para os trimestres alvos, mantendo a mesma orientação de fluxo positivo e negativo apresentada anteriormente.

Em DJF (Figura 4.15a), o fluxo de umidade para o Oceano Índico está relacionado ao aumento do balanço de E-P no Atlântico Sul tropical (0S – 25S), estendendo sobre o nordeste e norte da América do Sul, e com a diminuição de E-P em algumas regiões do HN e região amazônica

O composto positivo (Figura 4.15b) do fluxo de umidade direcionado ao Oceano Índico está relacionado a anomalia positiva de E-P ao longo da ZCIT do Atlântico, mais intensa na região, que se estende ao nordeste do Brasil. Isso evidencia uma forte relação entre mais evaporação/menos precipitação no Atlântico equatorial e o fluxo de umidade sobre a África. Em contraste, anomalias negativas de E-P são identificadas na região amazônica.

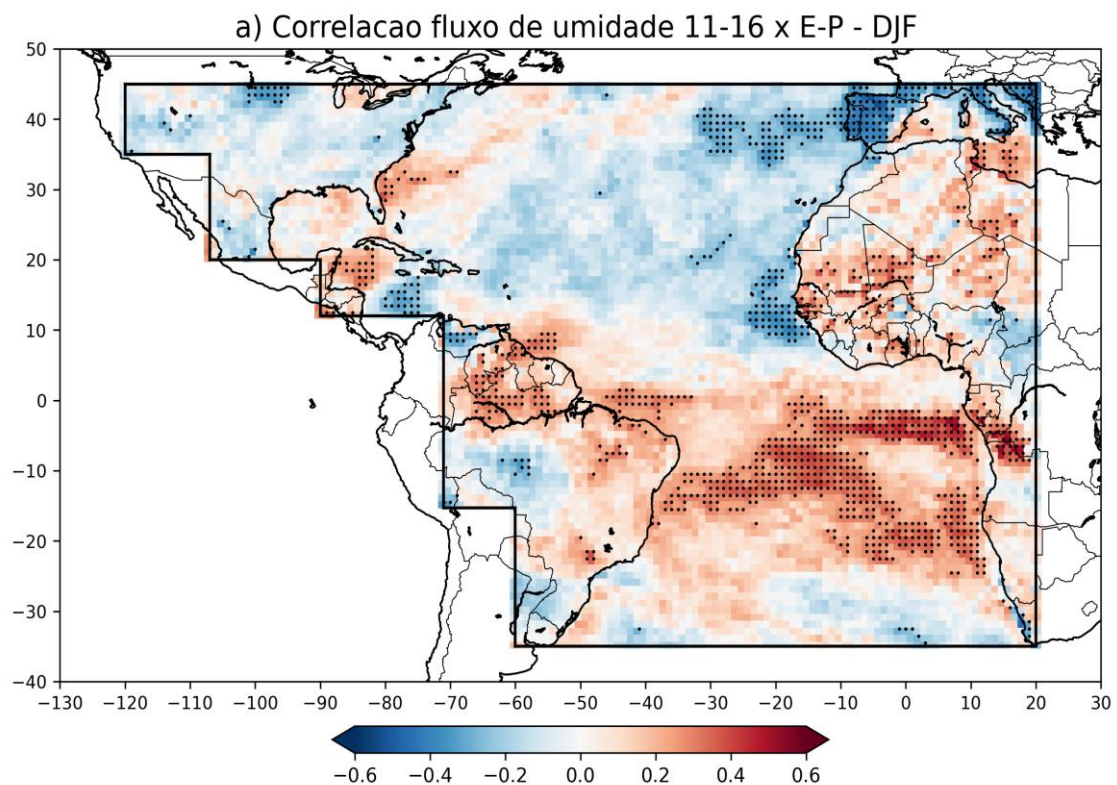
No composto negativo (Figura 4.15c), que corresponde ao fluxo direcionado ao Atlântico, o padrão se inverte: anomalias negativas de E-P são observadas no Nordeste e no oceano adjacente, enquanto a região amazônica apresenta anomalias positivas de E-P. Esse padrão reforça que o direcionamento do fluxo de umidade exerce uma influência oposta sobre o balanço de E-P, intensificando-o na Amazônia quando o fluxo é direcionado ao Atlântico e reduzindo-o quando o fluxo segue em direção ao Índico. Essa análise destaca a forte influência do direcionamento do fluxo de umidade sobre o segmento da África nas regiões norte e nordeste da América do Sul, afetando significativamente o balanço de E-P nessas áreas.

Na região sudeste da América do Sul, também se observa uma correlação positiva e significativa com o fluxo de umidade no segmento 11-16, embora com menor intensidade e abrangência espacial. No composto positivo, nota-se a intensificação do balanço de E-P, enquanto, quando o fluxo é direcionado para o Atlântico, há um enfraquecimento desse balanço.

Nas regiões central e sudeste do Brasil, onde também foram encontradas correlações positivas e significativas, os resultados são semelhantes aos

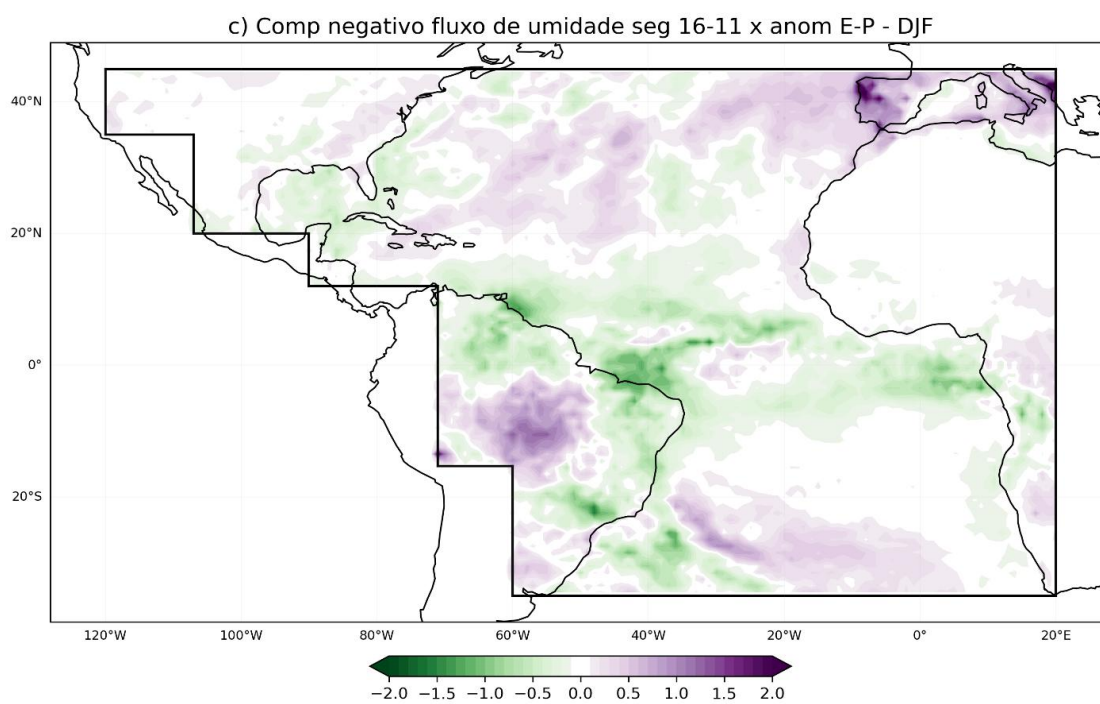
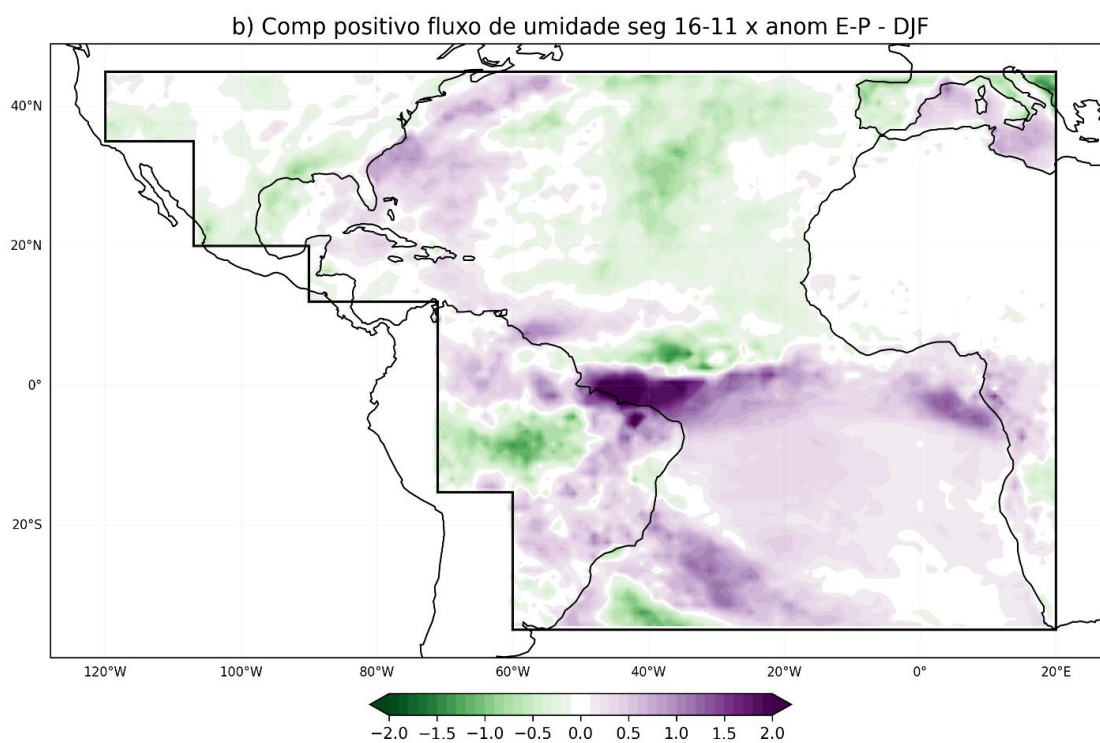
observados para o Atlântico central e sul: no composto positivo, as anomalias de E-P são positivas, enquanto no composto negativo, as anomalias são negativas. Isso indica uma forte relação entre o balanço de E-P e o fluxo de umidade no segmento 11-16, especialmente durante o período da estação chuvosa e na região da Monção da América do Sul (GAN et al., 2004).

Figura 4.15 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para DJF, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.15 – Conclusão.

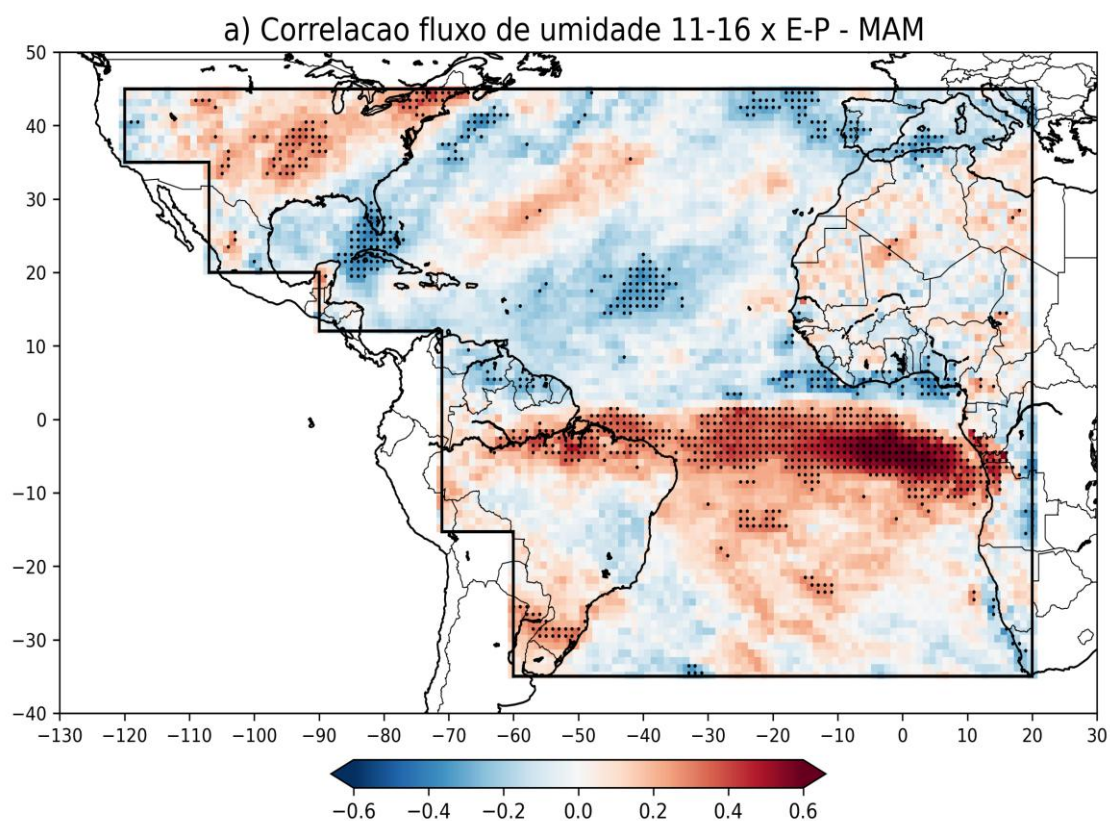


Fonte: Produção da autora.

Em MAM (Figura 4.16a), a correlação positiva entre o fluxo de umidade no segmento e o balanço de E-P sobre a região equatorial se intensifica espacialmente, inclusive próxima à costa leste da África. As áreas significativas no sul e no norte do Brasil também apresentam correlações positivas. Outra região da América do Sul com correlação significativa foi a região norte, que apresentou correlação negativa entre as variáveis.

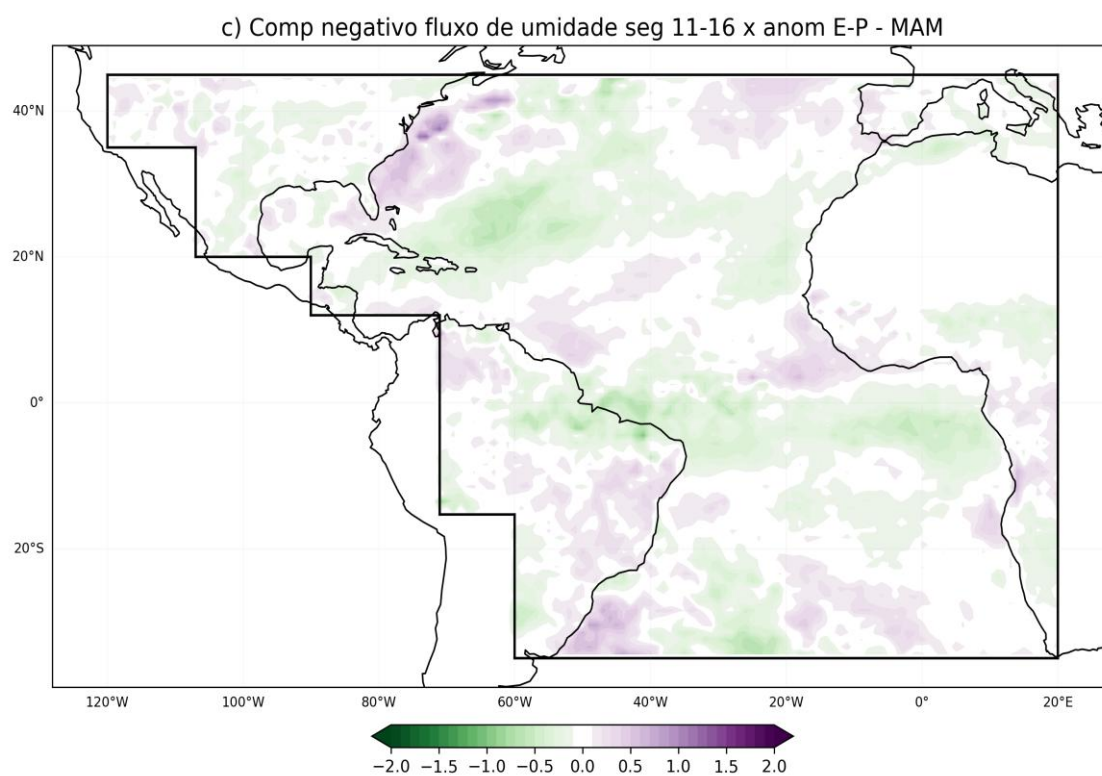
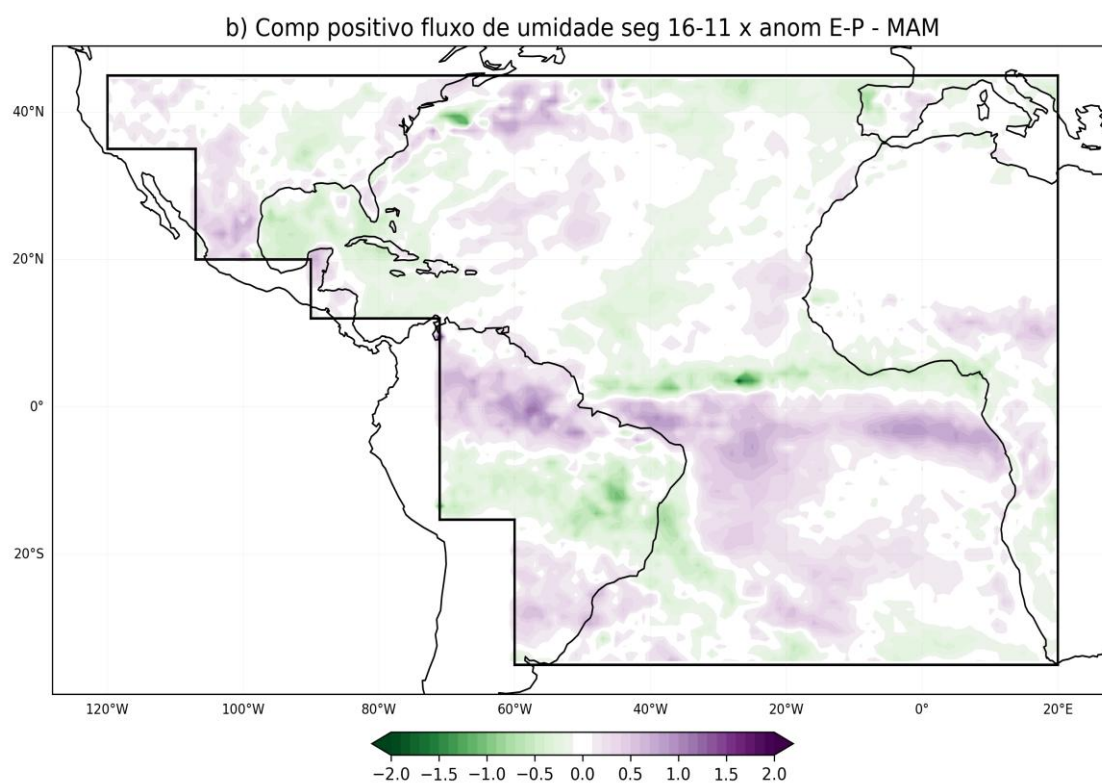
Entre o composto positivo e o negativo, ambos apresentaram anomalias de baixa intensidade no balanço de E-P. Sobre a região equatorial no Atlântico, o composto positivo (Figura 4.16b) indicou anomalias positivas de E-P, corroborando os resultados da correlação. Essa anomalia positiva se entende por toda região norte da América do Sul, assim como a região sul do Brasil. No composto negativo (Figura 4.16c), quando o fluxo estava direcionado ao Oceano Atlântico, houve um enfraquecimento do balanço de E-P na região equatorial, com anomalias negativas próximas à AS. Em outras áreas da AS, como a região sul, as anomalias positivas de E-P no composto positivo ratificam a correlação positiva significativa observada para essa região. Já no composto negativo, as anomalias foram menos intensas.

Figura 4.16 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para MAM, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.16 – Conclusão.



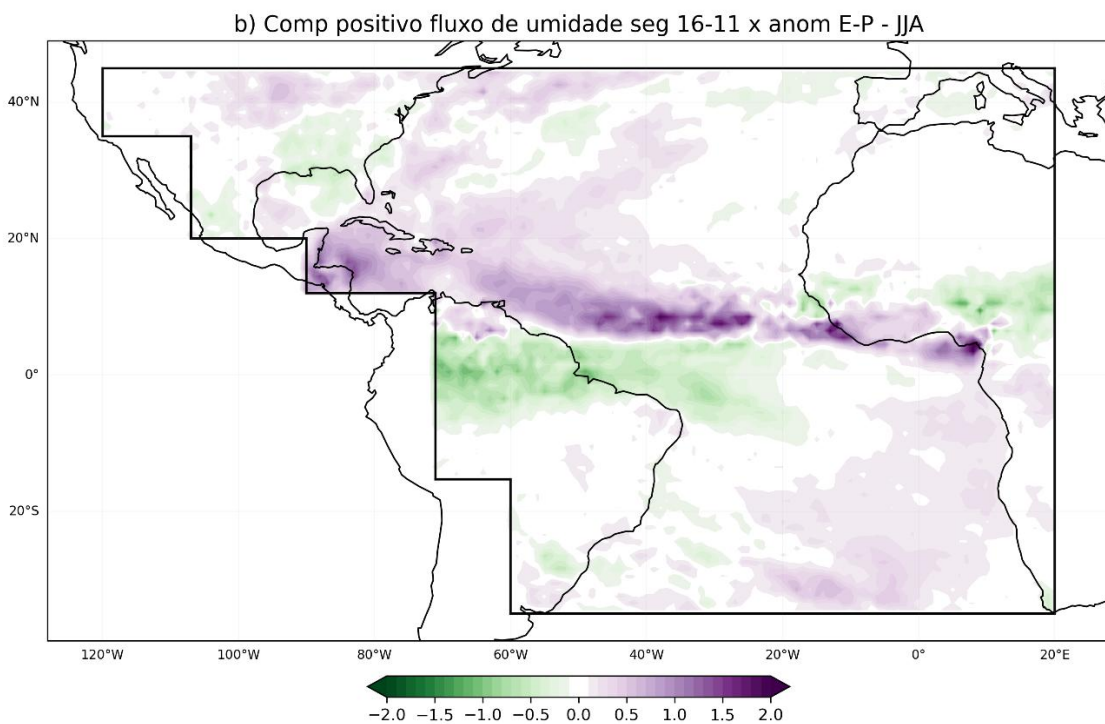
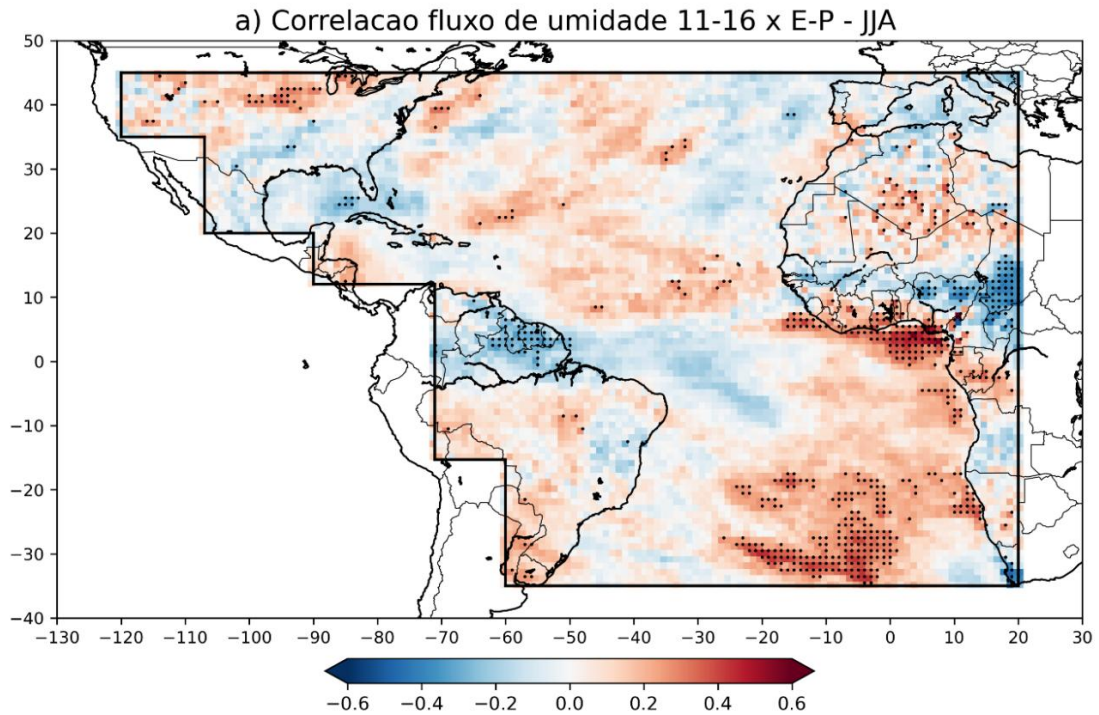
Fonte: Produção da autora.

Em comparação com os outros períodos, em JJA (Figura 4.17a) a correlação apresenta-se menos abrangente ao longo de toda a bacia, com regiões significativas positivas no leste do Atlântico Sul. Vale destacar que esse é o período climatológico de ocorrência do fenômeno Atlântico Niño no Atlântico equatorial, e que a ZCIT se encontra mais ao norte de sua posição climatológica. O extremo norte da AS se destaca com correlação significativa negativa.

No composto positivo (Figura 4.17b), a região do Atlântico tropical norte apresenta anomalias positivas, ao longo da ZCIT, atravessando toda a bacia. No composto negativo (Figura 4.17c), ocorre o oposto, apresentando anomalias negativas menos intensas e somente na região equatorial central e leste. Ou seja, quando o fluxo estava direcionado para o Índico, observa-se o enfraquecimento do balanço de E-P, enquanto quando o fluxo se direciona para o Atlântico, há intensificação de E-P. Na América do Sul, onde foram observadas correlações significativas negativas, no composto positivo a região apresentou anomalias negativas de E-P e no composto negativo foram observadas anomalias positivas.

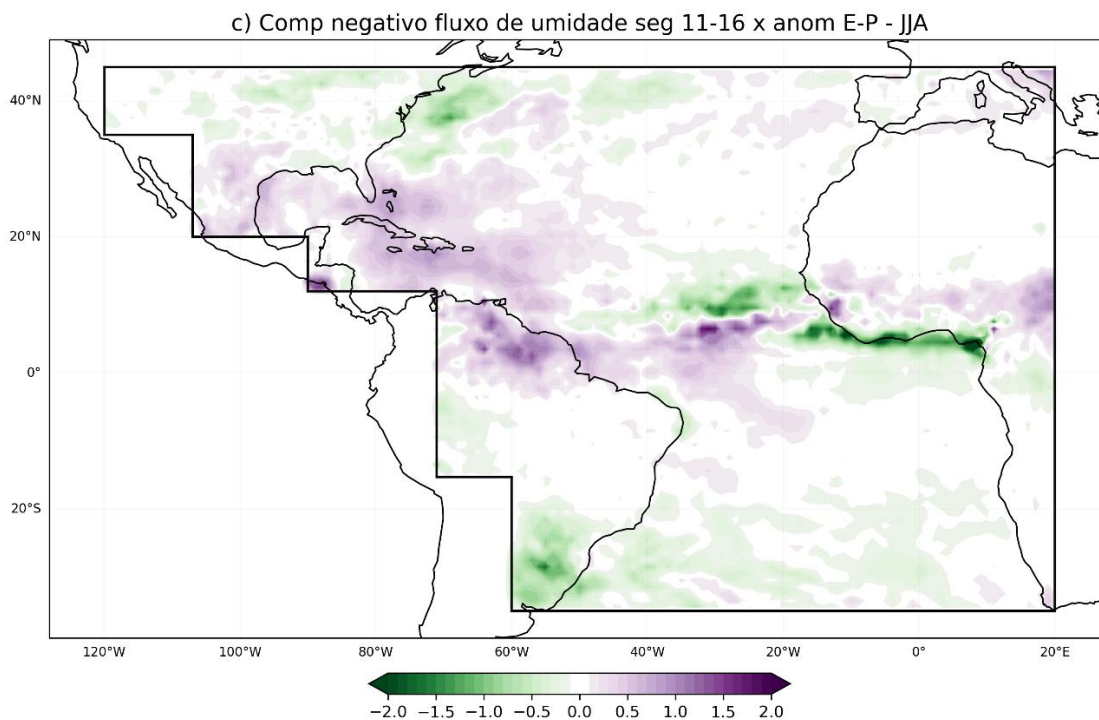
Ou seja, independentemente do direcionamento do fluxo de umidade sobre a África em JJA, o balanço de E-P foi influenciado em grande parte do Oceano Atlântico tropical e norte da América do Sul.

Figura 4.17 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para JJA, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.17 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

Em SON, como observado na Figura 4.5, além de MAM, o respectivo período também registrou o maior valor para o fluxo de umidade sobre a África em direção ao Atlântico. Neste período, o norte da América do Sul, os Estados Unidos e oeste africano exibiram correlações positivas significativas (Figura 4.18a) entre o fluxo de umidade no segmento 11-16 e o balanço de E-P. O Atlântico equatorial e Atlântico Sul a leste de 20°O também apresentaram correlação positiva e significativa com o balanço de E-P. A correlação significativa negativa foi observada na região nordeste, centro-oeste e sudeste do Brasil, se estendendo para o Atlântico Sul oeste.

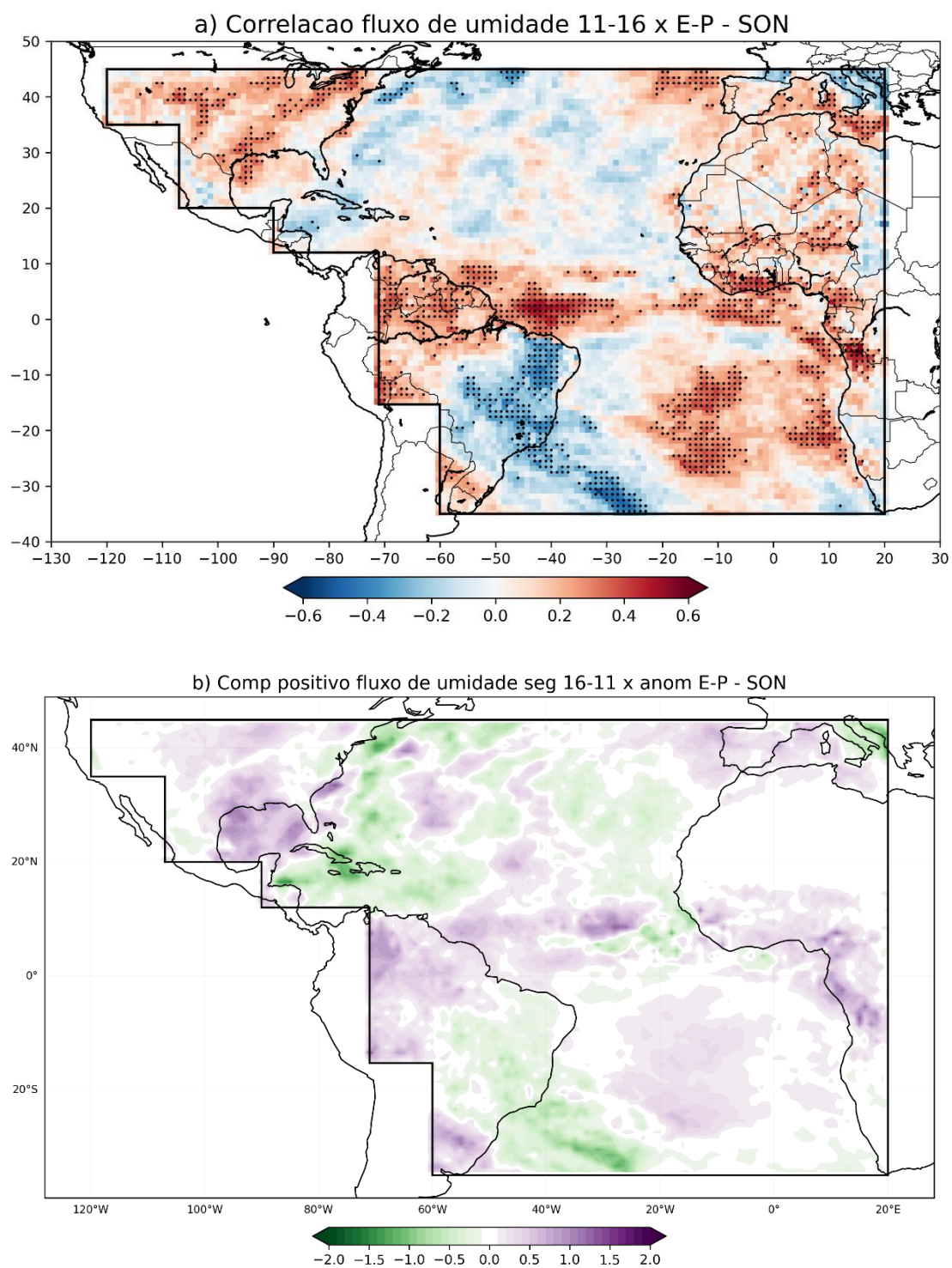
No composto positivo (Figura 4.18b), as regiões de correlações significativas positivas evidenciaram anomalias positivas de E-P, indicando a intensificação, e a região de correlação significativas e negativa, o enfraquecimento de E-P, com anomalias negativas. Para o composto negativo (Figura 4.18c), a situação se inverte, com algumas regiões mais enfraquecidas, em comparação com o composto positivo.

A região nordeste, centro-oeste e sudeste do Brasil, identificada na correlação e também em ambos os compostos, assemelha-se à Monção da América do Sul. Embora a análise esteja considerando uma escala temporal menor, é importante destacar que, durante esse período, as áreas significativas de correlação no sudeste da América do Sul coincidem com as regiões do Dipolo da América do Sul (VERA et al., 2018; DIAZ et al., 2020)

O padrão observado assemelha-se aos resultados encontrados na relação entre a precipitação na AS e a ocorrência do DOI. Chan et al. (2008) relataram resultados semelhantes, destacando a influência do DOI na variabilidade interanual das chuvas no Brasil central e na Bacia Subtropical do Rio da Prata, especialmente no período de SON. Segundo os autores, esse padrão de teleconexão se origina no sul do Oceano Índico como um trem de ondas, que, ao alcançar a costa brasileira, gera um anticiclone anômalo em baixos níveis. Esse fenômeno intensifica os ventos tropicais de leste e fortalece o JBNAS. Como resultado, ocorre um aumento no fluxo de umidade, originando anomalias positivas de precipitação no Uruguai e sul da Argentina, enquanto a divergência anômala no leste e centro do Brasil suprime a convecção, gerando uma anomalia negativa de precipitação na região. A diferença na localização da precipitação sobre a AS pode estar relacionada à fase do DOI, que pode influenciar a dinâmica das chuvas de maneiras distintas, incluindo a ocorrência ou não do ENOS (SENA; MAGNUSDOTTIR, 2021).

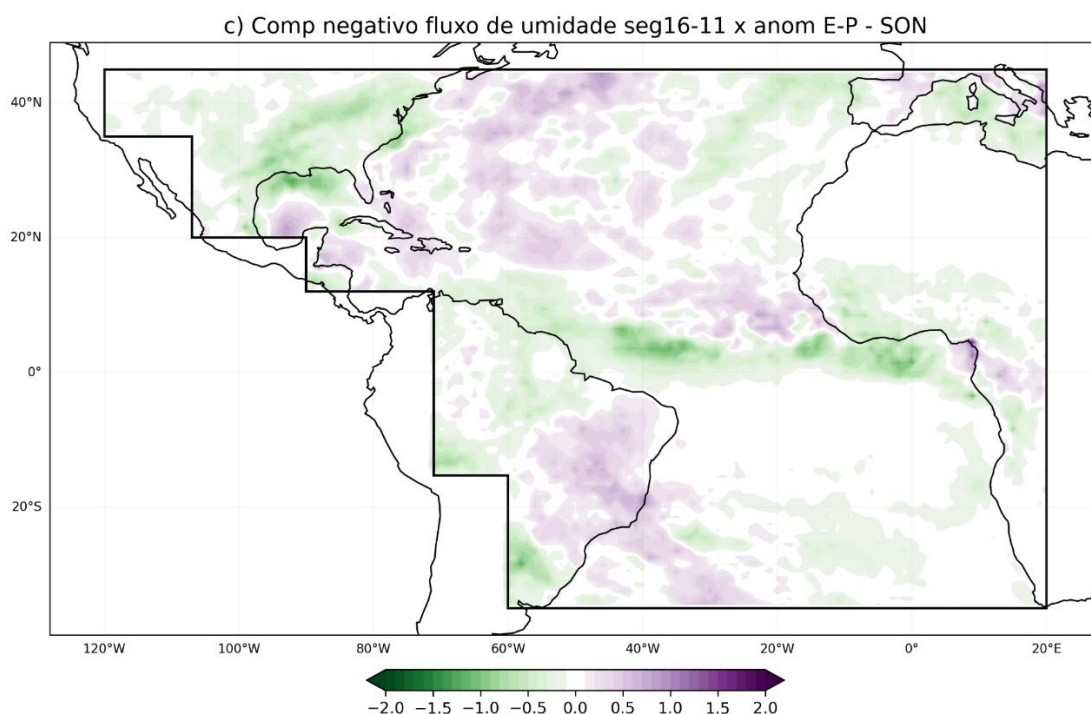
Quando comparamos com a TSM, a relação entre o fluxo de umidade no segmento 11-16 e o balanço de E-P mostrou-se mais intensa no Hemisfério Sul como um todo, especialmente sobre o oceano. Além disso, as regiões da ZCIT, Amazônia e Monção da AS evidenciaram uma relação direta e consistente entre as variáveis.

Figura 4.18 – Análise entre E-P na bacia do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, para SON, para o período de 1959 a 2020. a) Correlação sem tendência com áreas estatisticamente significativas utilizando o teste de correlação de Pearson com significância de 95%; b) Composto positivo, e c) Composto negativo.



(continua)

Figura 4.18 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

Nesta etapa, também foram realizadas as correlações entre o fluxo de umidade no segmento 11-16 e a precipitação sobre a bacia do Oceano Atlântico. No entanto, devido à semelhança dos resultados, optou-se por apresentar apenas as correlações com o balanço de E-P neste estudo. Ao comparar as figuras das correlações entre o fluxo de umidade em 11-16 e o E-P na bacia do Oceano Atlântico (Figura 4.15a, 4.16a, 4.17a e 4.18a), observa-se que, quando consideramos apenas a precipitação, as correlações são espacialmente mais dispersas, com maior incidência no Hemisfério Norte. Além disso, ao longo de todas as estações, as regiões a oeste, centro e sul do continente africano apresentaram correlações significativas com o fluxo de umidade. Essas regiões, portanto, podem ser alvo de estudos mais aprofundados, uma vez que o fluxo de umidade pode afetar as estações chuvosas da região (LIEBMANN et al., 2012). Outra inferência importante é a forte relação entre o fluxo de umidade e a ZCIT (HASTENRATH; HELLER, 1977; CAVALCANTI et al., 2009; SCHNEIDER et al., 2014), já que a variabilidade norte-sul da ZCIT se evidencia ao longo das estações.

A análise das correlações com o balanço de E-P, por sua vez, revelou correlações mais intensas e com maior incidência no Hemisfério Sul. Isso sugere uma correlação direta entre o fluxo de umidade e o E-P, conforme demonstrado pelos resultados mais significativos.

Independentemente da variável considerada (E-P ou precipitação, apenas), e da estação do ano, algumas regiões se destacaram de forma recorrente em todas as correlações. Essas incluem as regiões norte, central e sul da AS, o Oceano Atlântico equatorial e sul, o norte do Atlântico Norte e a região central da África, onde ocorrem os eventos climáticos, como a ZCIT e a Monção da América do Sul.

4.4 Análise dos compostos do fluxo de umidade, nos extremos p10 e p90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul

Uma das regiões continentais que apresentou correlações significativas com o fluxo de umidade do Oceano Índico, em todas as estações do ano, foi a região equatorial da América do Sul e norte da bacia amazônica. As análises de correlação e compostos da seção anterior, sugerem que o balanço de E-P ao longo da ZCIT é influenciado pelo fluxo de umidade vindo do Oceano Índico, e esse afeta a precipitação sobre o norte do Brasil. Essa seção visa aprofundar o entendimento do fluxo de umidade do Índico e seu impacto sobre eventos extremos na região equatorial estendendo sobre a América do Sul, selecionada em vermelho na Figura 3.3. Neste ponto em diante, esta região foi chamada de RAS, correspondendo ao Retângulo da América do Sul.

Para entender os eventos extremos na região RAS, criou-se as séries temporais da precipitação sazonal média na região, e calculou-se os compostos dos anos que excederam os percentis de 10 (p10) e 90 (p90), indicados na Tabela 4.4.

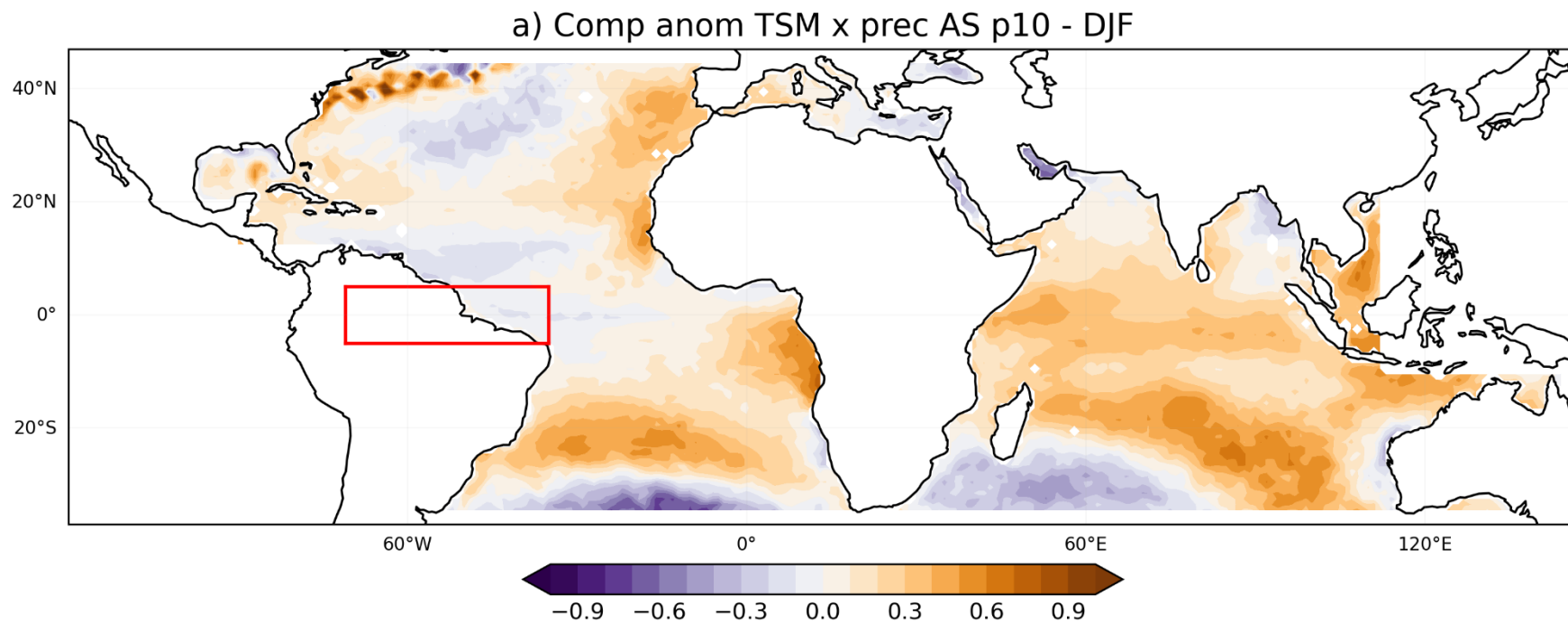
Tabela 4.4 - Anos selecionados na análise dos compostos entre a TSM do Oceano Índico e do Oceano Atlântico com o fluxo de umidade no segmento 11-16, considerando os percentis de 10 e 90, da precipitação sobre a área destacada na Figura 3.3.		
DJF	p10	1965, 1983, 1992, 1995, 1998, 2010 e 2016. <i>Total: 7 anos</i>
	p90	1960, 1974, 1975, 1976, 2009, 2011 e 2017. <i>Total: 7 anos</i>
MAM	p10	1981, 1983, 1985, 1987, 1990, 1992 e 1993. <i>Total: 7 anos</i>
	p90	1999, 2000, 2007, 2008, 2011, 2018 e 2020. <i>Total: 7 anos</i>
JJA	p10	1982, 1983, 1992, 1993, 1997, 2005 e 2012. <i>Total: 7 anos</i>
	p90	1971, 1973, 1974, 1975, 1985, 1988 e 2008. <i>Total: 7 anos</i>
SON	p10	1962, 1964, 1991, 1997, 2009, 2012 e 2015. <i>Total: 7 anos</i>
	p90	1973, 1984, 1985, 1986, 1988, 1993 e 2018. <i>Total: 7 anos</i>
Fonte: Produção da autora.		

Foram realizados compostos das anomalias de TSM, baseados nos percentis p10 e p90 de precipitação na região RAS.

Os compostos da anomalia de TSM no OI e no Oceano Atlântico, e a anomalia do fluxo de umidade e a divergência, considerando o percentil 10 para a precipitação na região norte da América do Sul, são ilustrados na Figura 4.19. Para o período específico de DJF (Figura 4.19a), quando a precipitação sobre a região da RAS estava abaixo do limiar p10, as anomalias positivas de TSM se concentraram em toda a região equatorial e tropical de ambas as bacias oceânicas, com pequenas áreas de anomalias negativas de TSM observadas nas regiões ao sul de aproximadamente 30°S. Os eventos extremos de seca na região de RAS estão associados com anomalias positivas de divergência de umidade (Figura 4.19b) na região da ZCIT no Atlântico equatorial e região norte do Brasil, bem como o desvio do fluxo para sudeste-sul com anomalias negativas da divergência sobre a região sudeste da América do Sul ao longo da ZCAS. Este período corresponde a fase ativa da Monção da AS, que pode ser amplamente influenciada pelos resultados encontrados. Os vetores do fluxo de umidade indicaram o direcionamento da umidade do Pacífico oeste para o Oceano Índico, gerando anomalias negativas da divergência de umidade no centro da bacia.

Pode-se inferir que, nos anos em que a precipitação na região ao norte da AS estava em seu limiar mais baixo (p10), grandes áreas de anomalias positivas de TSM foram observadas sobre as bacias do Atlântico e do Índico. Assim, as anomalias positivas de TSM, indicando uma evaporação maior e consequentemente uma maior disponibilidade de umidade para a atmosfera, em conjunto com as anomalias negativas da divergência de umidade na região sudoeste do Atlântico Sul, mostram uma contribuição do oceano e da atmosfera no maior favorecimento de umidade.

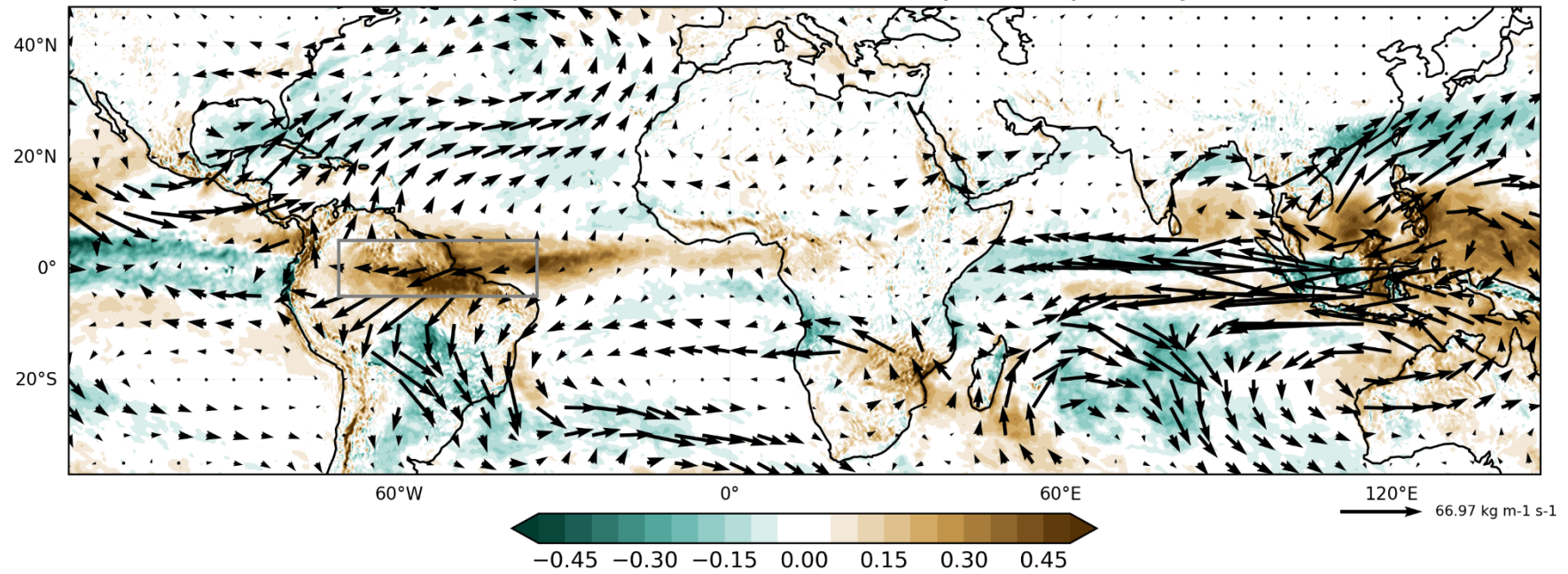
Figura 4.19 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e DJF, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.19 – Conclusão.

b) Comp anom div e flx umidade x prec AS p10 - DJF



Fonte: Produção da autora.

Ainda para DJF, os compostos da anomalia da TSM e da divergência do fluxo de umidade, considerando o p90 da precipitação em RAS, são apresentados na Figura 4.20.

Grande parte do OI e OA exibiu anomalias negativas de TSM (Figura 4.20a), especialmente nas regiões centrais do Oceano Índico e no Atlântico Sul. No OI, as anomalias negativas observadas na região central e as anomalias positivas próximas ao sudoeste apresentam semelhanças com o Dipolo Subtropical do Oceano Índico. Em consonância com as áreas identificadas no p10, as anomalias da divergência (Figura 4.20b) do fluxo de umidade também se localizaram nas regiões centrais do Oceano Índico e do Atlântico Sul, porém com sentidos opostos.

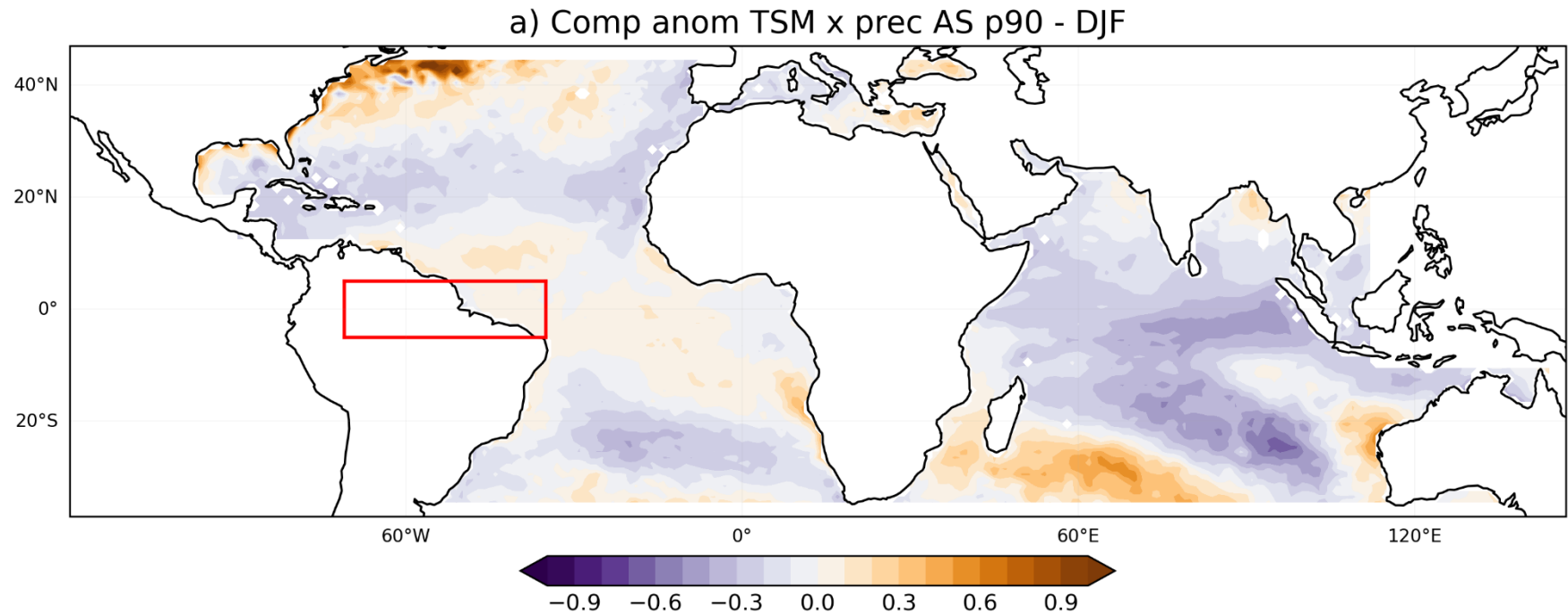
Na região do RAS, foram observadas anomalias positivas de TSM, indicando maior disponibilidade de umidade na atmosfera, acompanhadas de anomalias negativas da divergência da umidade na região. Essa situação, também observada no p10 para a região sudeste da AS, reflete a contribuição tanto da atmosfera quanto do oceano, favorecendo o fornecimento de umidade para a região do RAS.

Ao compararmos a Figura 4.20 com as Figuras 4.11 a 4.18 observamos um alinhamento claro entre todas as variáveis analisadas, incluindo a TSM nas bacias do Oceano Índico e Atlântico, o fluxo de umidade no segmento 11-16, anomalias de E-P, a divergência do fluxo de umidade e a precipitação em RAS. Como destacado, as regiões de correlação entre o fluxo 11-16 e a TSM do Oceano Índico (Figuras 4.11 a 4.14) mostraram consistência, independentemente da direção do fluxo de umidade. Essas mesmas regiões no Oceano Índico apresentaram relação tanto com a precipitação quanto com as anomalias divergência do fluxo de umidade em RAS, tanto no p10 (Figura 4.19) quanto no p90 (Figura 4.20). Dessa forma, podemos indicar que anomalias negativas de TSM no Oceano Índico (Figura 4.11c), contribuem com o fluxo de umidade para o Atlântico, apresentando anomalias negativas da divergência da umidade para a região de RAS (Figura 4.20b), especificamente no p90 da precipitação. Em outras palavras, podemos inferir que a TSM do Oceano Índico,

em interação com o fluxo de umidade no período 11-16, tem uma relação direta com o fluxo de umidade e a precipitação em RAS, além de influenciar outras regiões da AS.

No entanto, esse padrão se altera ao analisarmos a região sudeste-sul da AS. Quando a precipitação em p10 para o RAS é considerada, essa região apresenta anomalias negativas de divergência de umidade, e uma situação similar, com anomalias positivas de E-P, é observada no composto positivo (fluxo para o Índico). O mesmo padrão ocorre para a precipitação em p90 para RAS, onde, na região sul-sudeste, foram observadas anomalias positivas da divergência do fluxo de umidade. No composto negativo (fluxo para o Atlântico), também se verificaram anomalias negativas de E-P na região. Em outras palavras, dependendo do direcionamento do fluxo de umidade sobre o segmento da África, sendo para o Índico ou para o Atlântico, nas regiões norte, sudeste e sul da América do Sul podem ser observadas influências de maneiras distintas, por exemplo, intensificando ou enfraquecendo a umidade nas regiões.

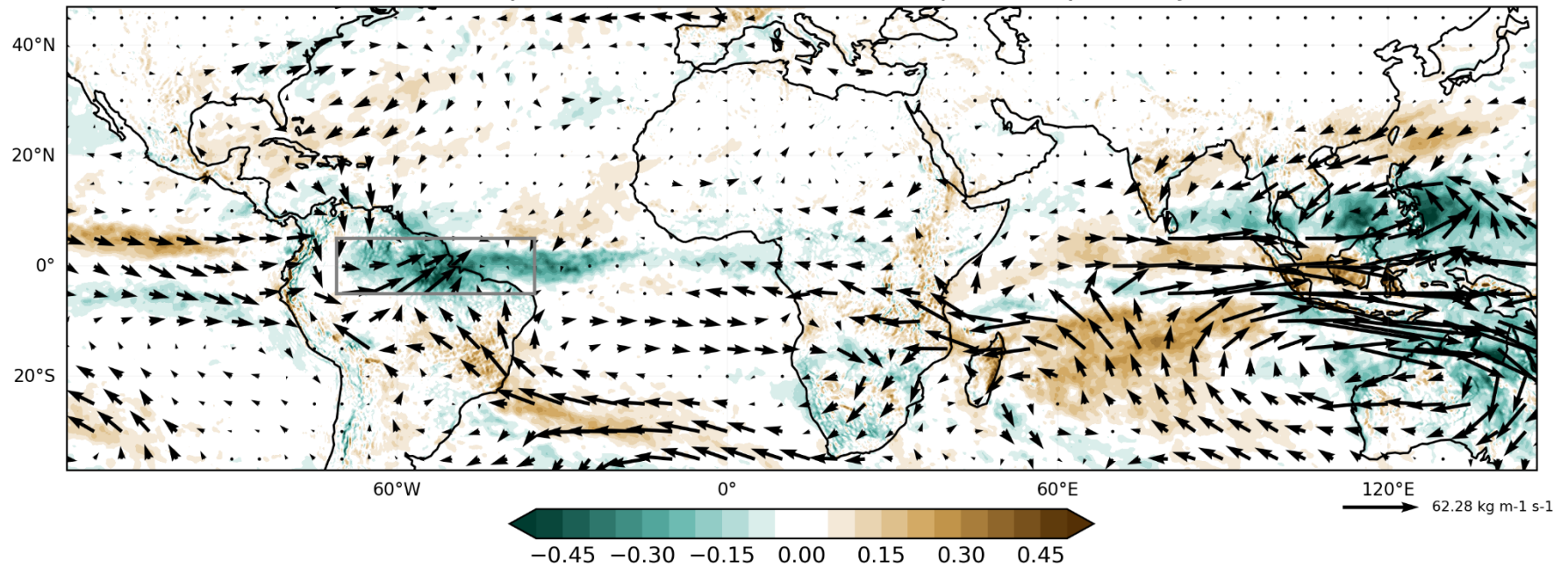
Figura 4.20 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e DJF, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.20 – Conclusão.

b) Comp anom div e flx umidade x prec AS p90 - DJF



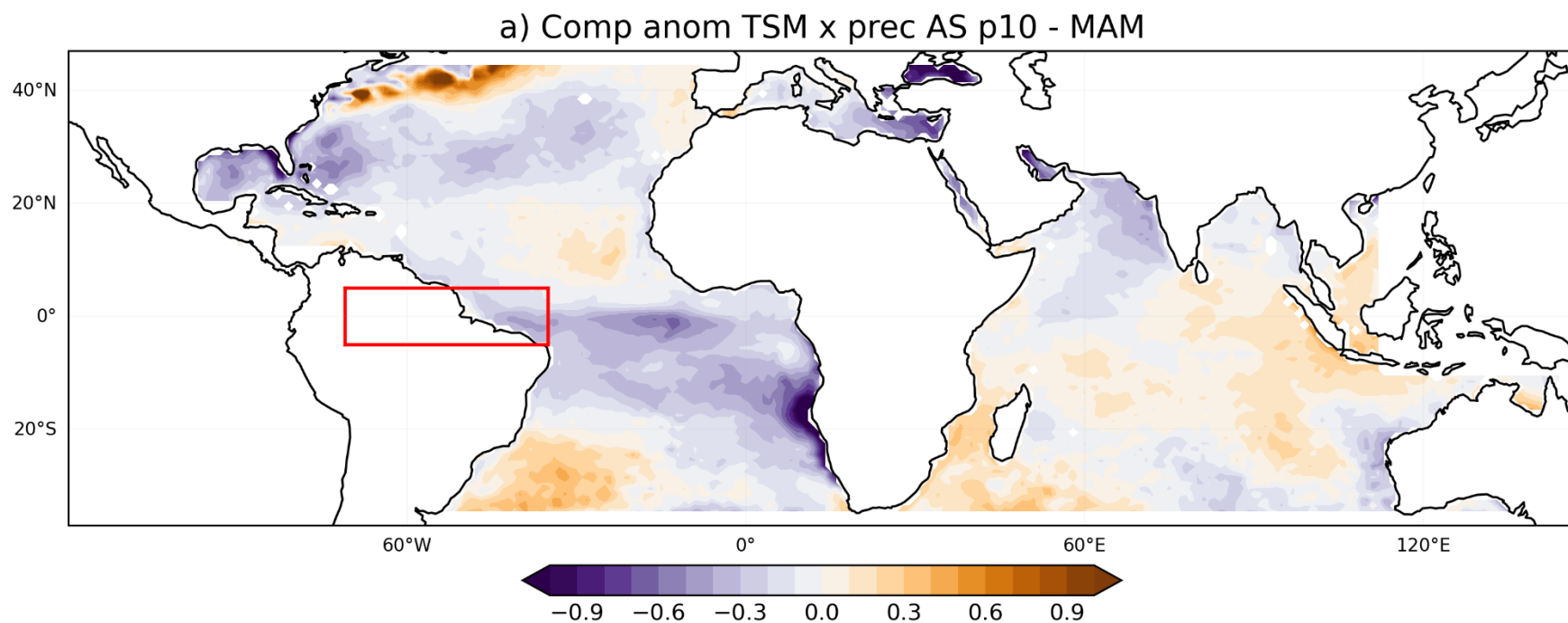
Fonte: Produção da autora.

O composto da anomalia da TSM e da anomalia da divergência do fluxo de umidade durante o período de MAM está representado na Figura 4.21. Durante os eventos extremos de baixa precipitação em MAM, as anomalias da TSM (Figura 4.21a) foram negativas sobre o Atlântico, especialmente na região equatorial e no leste do Atlântico Sul. Anomalias negativas de TSM indicam temperaturas mais baixas do que a climatologia, o que, por sua vez, não favorece o aumento da disponibilidade de umidade na região.

Isso é consistente com a anomalia positiva da divergência do fluxo de umidade (Figura 4.21b) na região equatorial do Atlântico. Isso indica que o oceano não contribui para o aumento da disponibilidade de umidade na atmosfera. Além disso, com o direcionamento e anomalias negativas da divergência de umidade para a região sul e sudeste da AS, observam-se anomalias positivas de TSM no oceano adjacente. Assim, como no período anterior, tanto a atmosfera quanto o oceano estão contribuindo para o aumento da umidade atmosférica na região.

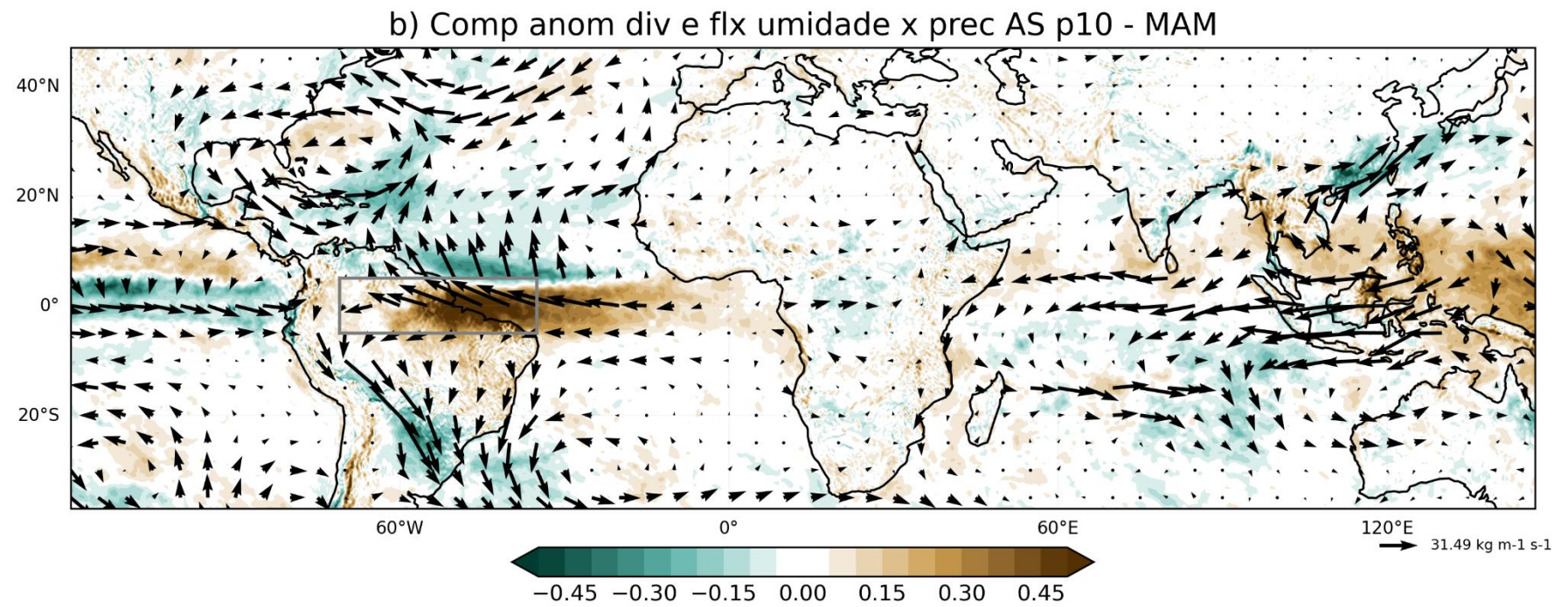
Esse padrão, observado na Figura 4.21 é semelhante aos resultados de Chain et al. (2008), que revela a intensificação do JBNAS pelo anticiclone anômalo na costa do Brasil, gerando anomalias positivas de precipitação na região. A divergência anômala resultante suprime a convecção, gerando anomalias negativas de precipitação na região leste e central do Brasil.

Figura 4.21 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e MAM, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.21 – Conclusão.



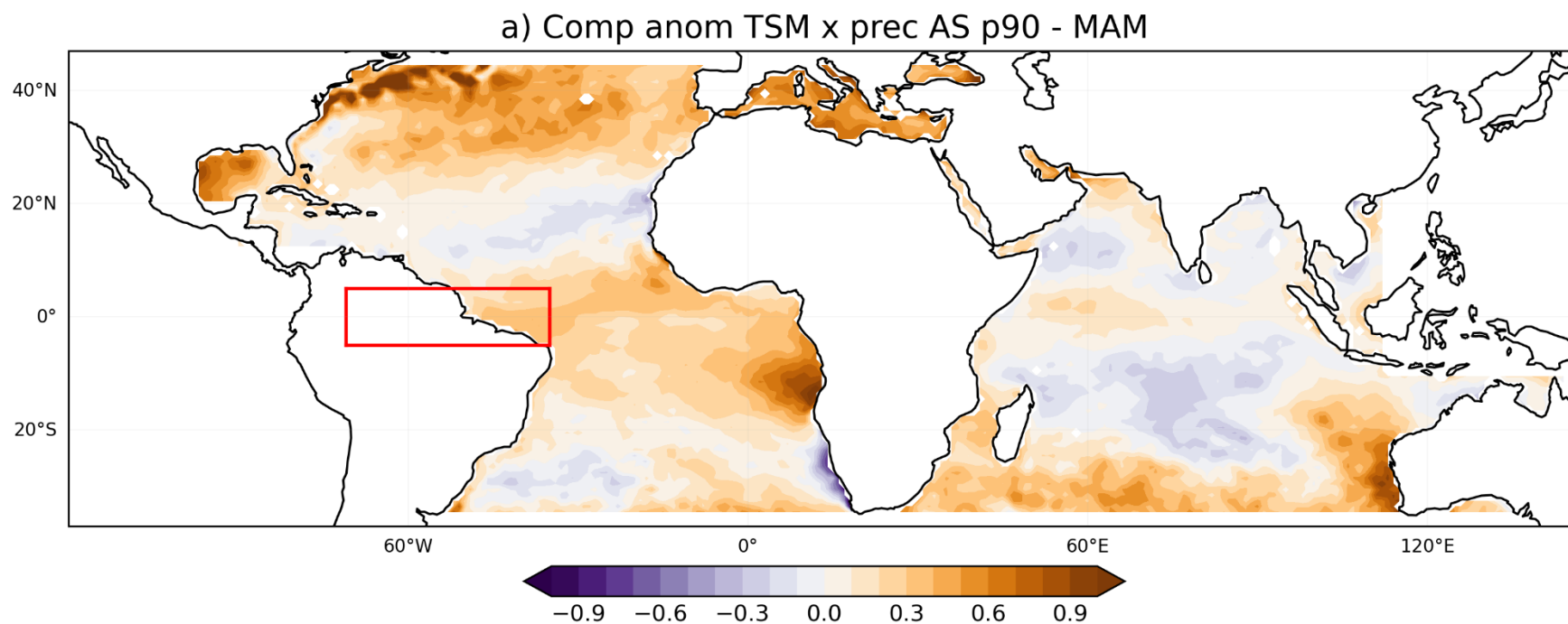
Fonte: Produção da autora.

O composto da precipitação no RAS no percentil p90, juntamente com as anomalias de TSM (Figura 4.22), apresentou resultados distintos em termos de intensidade, quando comparado ao p10. Grandes áreas das bacias oceânicas mostraram anomalias positivas de TSM (Figura 4.22a) nas regiões norte, equatorial e sul do Atlântico, bem como no Índico Sul. Isso indica que, no p90, essas regiões com anomalias positivas de TSM podem ter contribuído para a umidade atmosférica. Essa relação é mais claramente explicada no composto da divergência do fluxo de umidade (Figura 4.22b), onde as mesmas regiões, como o centro do Índico e o Atlântico Oeste, apresentaram anomalia positiva de divergência de umidade. Em outras palavras, essas áreas podem ter influenciado o direcionamento do fluxo de umidade, principalmente pelas regiões de RAS e da Indonésia, pois resultaram em anomalias negativas da divergência de umidade. Isso ocorre porque as anomalias negativas de TSM não contribuíram com a disponibilidade de umidade atmosférica, mas apenas no direcionamento do fluxo.

Essa discussão também é reforçada pela semelhança entre as áreas mostradas nas Figuras de 4.11 a 4.22, ao analisar TSM, fluxo de umidade em 11-16 e precipitação no RAS. Quando a precipitação em RAS estava no p90, o Oceano Índico apresentou anomalias negativas de TSM na região central e anomalias positivas na região sul. Esse padrão é o mesmo observado na Figura 4.12c, exatamente no composto negativo, quando o fluxo de umidade foi direcionado para o Oceano Atlântico. Isso indica que todas as variáveis e análises se corroboram.

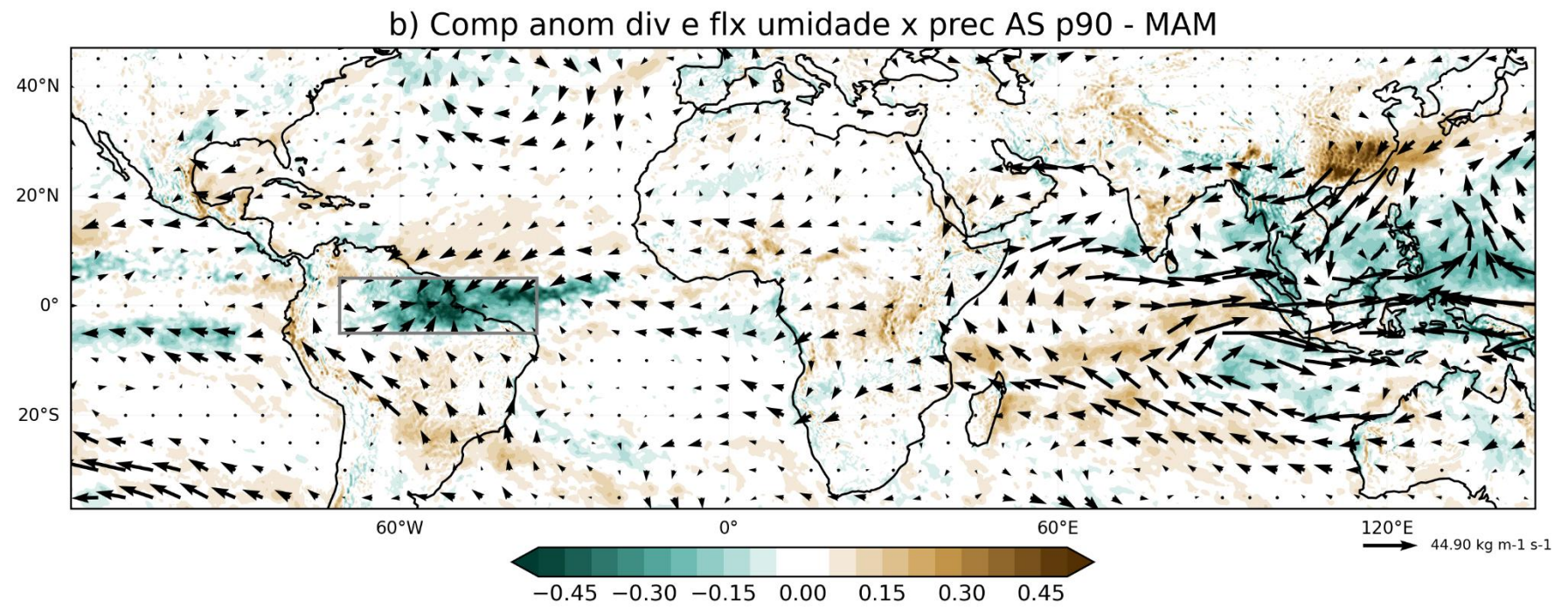
Assim como em DJF, em MAM as variáveis apresentaram resultados consistentes entre TSM, fluxo de umidade e precipitação. Observou-se uma forte relação entre o fluxo de umidade em 11-16 para o Atlântico, com o p90 da precipitação na região de RAS, e o fluxo de umidade para o Índico, com o p10 da precipitação em RAS. Por fim, entre os dois percentis, a anomalia negativa da divergência da umidade com valores maiores na região sul-sudeste ocorreu entre o p10 da precipitação e o fluxo de umidade em 11-16, quando esse estava com direção para o Atlântico.

Figura 4.22 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e MAM, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.22 – Conclusão.

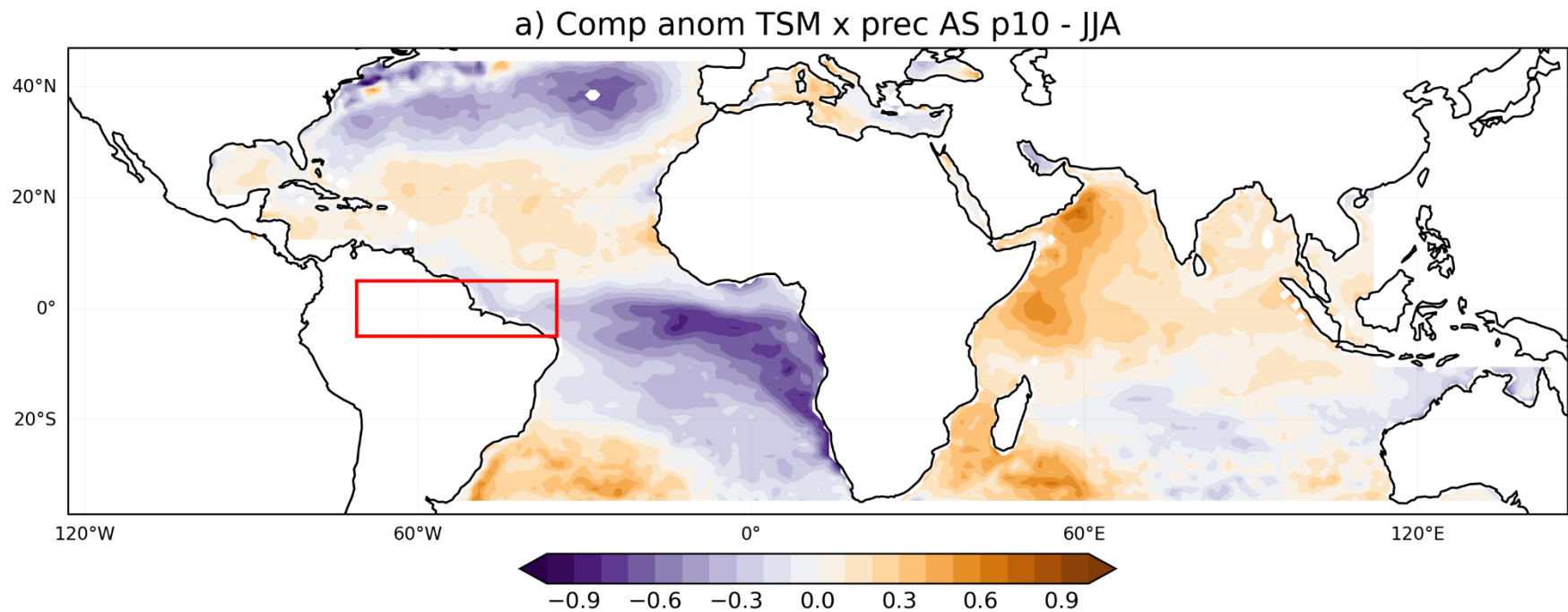


Fonte: Produção da autora.

Nos compostos das anomalias de TSM e da divergência do fluxo de umidade em JJA (Figura 4.23), as anomalias de TSM se intensificam em comparação com os outros períodos. Observamos na anomalia de TSM (Figura 4.23a) no Atlântico um padrão semelhante a um dipolo. Na região norte do Atlântico, ocorrem anomalias negativas, enquanto mais ao sul, as anomalias são positivas. O mesmo padrão é observado no Atlântico Sul, com anomalias negativas na região equatorial e anomalias positivas na região austral. Nesse período, o OI também apresenta um aumento nas anomalias positivas, especialmente na região oeste. Uma possível linha de investigação seria a relação das anomalias positivas de TSM, considerando que em JJA o JBNS se localiza totalmente a oeste do Oceano Índico, direcionando a umidade para a região da Monção da Índia e do Leste Asiático.

As anomalias da divergência do fluxo de umidade (Figura 4.23b) mostram maior intensidade sobre o Atlântico equatorial oeste, especialmente na região do RAS. Mais uma vez, como nos períodos anteriores, isso reforça a ideia de que o oceano não contribui para a disponibilidade da umidade na atmosfera, uma vez que apresenta anomalias negativas fracas, enquanto a atmosfera mostra anomalias positivas de divergência do fluxo de umidade. Por outro lado, na região sul e sudeste da América do Sul, observa-se anomalias negativas da divergência, enquanto no oceano adjacente, as anomalias positivas de TSM indicando a contribuição da atmosfera e do oceano no favorecimento de umidade para a atmosfera.

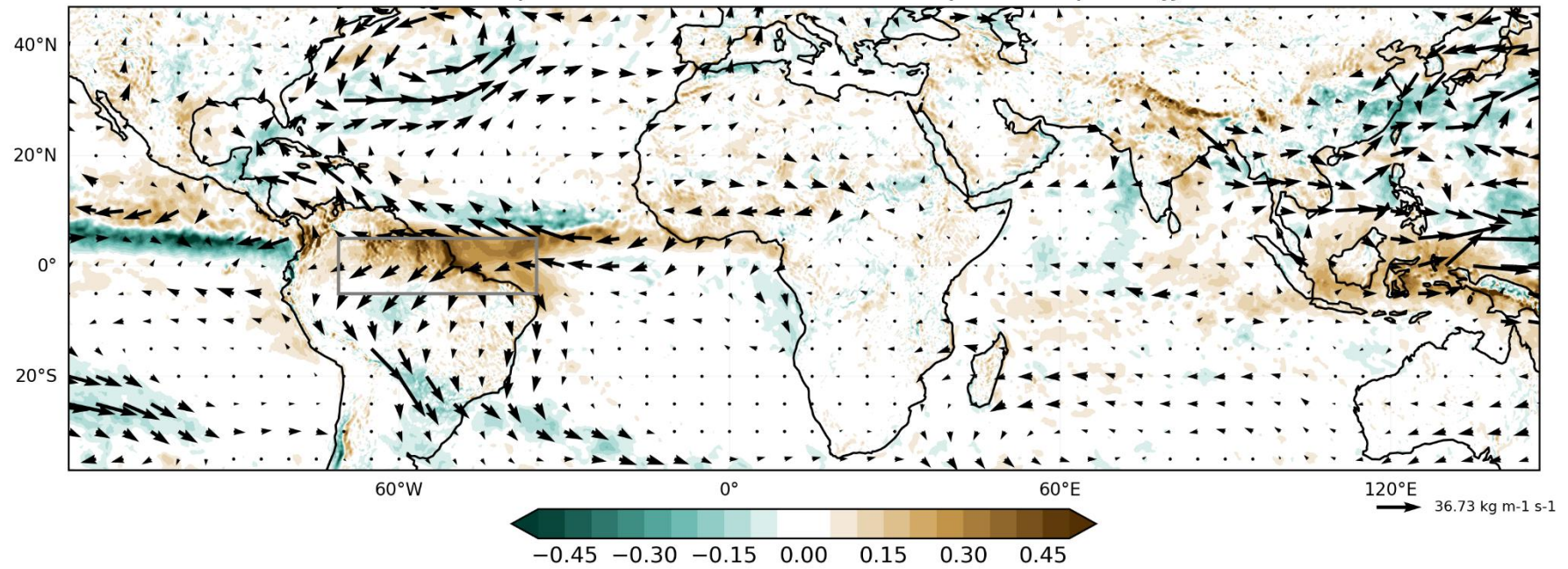
Figura 4.23 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e JJA, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.23 – Conclusão.

b) Comp anom div e flx umidade x prec AS p10 - JJA



Fonte: Produção da autora.

Em JJA, o composto de precipitação superior a p90 em RAS está associado a anomalia positiva de TSM (Figura 4.24a) concentrada na região equatorial do Oceano Atlântico, com algumas pequenas áreas de anomalias positivas no Atlântico Norte, no Índico leste e no sudoeste. Em contrapartida, todas as outras regiões apresentaram anomalias negativas de TSM. Quanto às anomalias negativas da divergência do fluxo de umidade (Figura 4.24b), as áreas de maior intensidade continuam concentradas na região do RAS, no Atlântico equatorial, e também na região leste do Índico e na Indonésia.

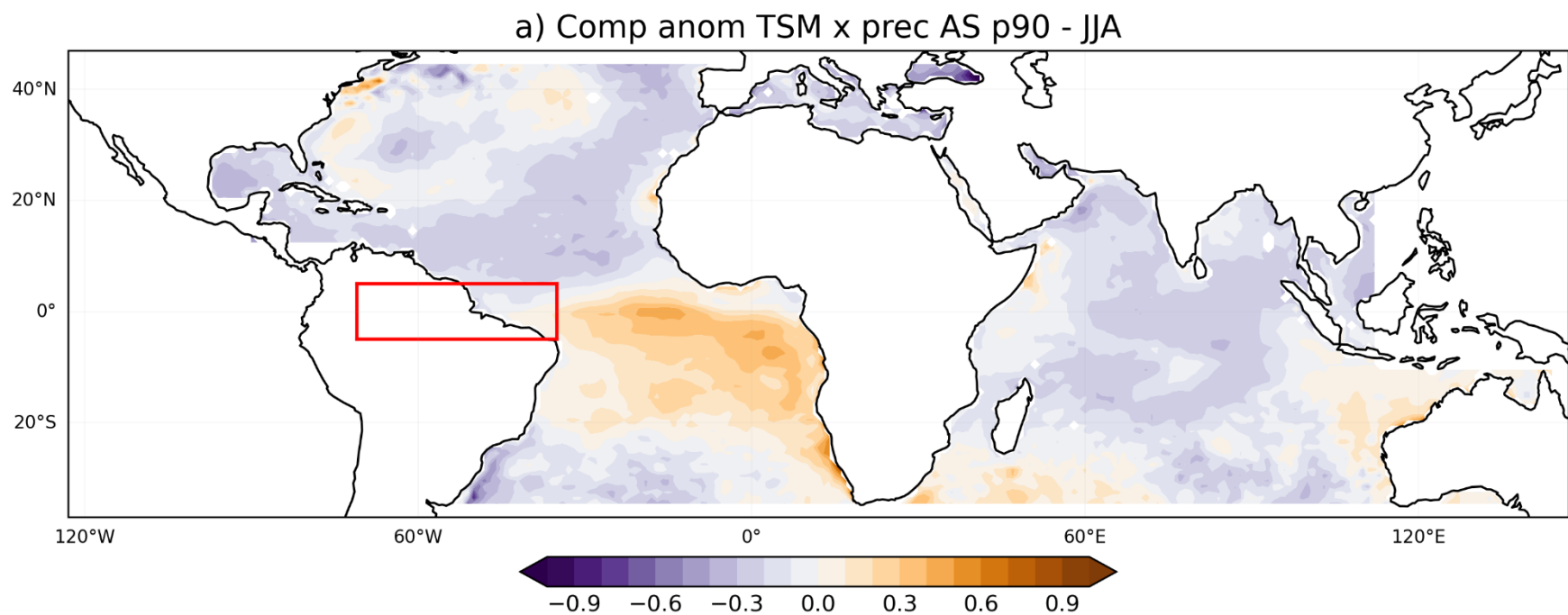
Ao redor da América do Sul, na região de RAS, observamos anomalias negativas de TSM e áreas de anomalias negativas da divergência de umidade, corroborando com a precipitação p90. A sudeste do continente, onde as anomalias de TSM são negativas, também encontramos uma região com anomalias positivas de divergência fraca.

Para o período de JJA, não foi observado o alinhamento entre as variáveis TSM e fluxo de umidade em 11-16 (Figura 4.24). Isso pode ser explicado pois o fluxo de umidade em 11-16 não é estatisticamente relacionado com a TSM em JJA. Nesse contexto, mesmo durante a Monção da Índia e do Leste Asiático, o fluxo de umidade no segmento 11-16 não parece ter relação com a precipitação em RAS.

Focando no Atlântico, os compostos entre o fluxo de umidade em 11-16 e as anomalias de E-P (Figuras 4.17b e 4.17c) oferecem uma contribuição adicional à análise. A precipitação em RAS no p90 parece estar alinhada com o fluxo de umidade direcionado para o Índico, uma vez que a região apresenta anomalias negativas de E-P e anomalias negativas para a divergência de umidade. Já no caso do p10, as anomalias positivas de divergência de umidade estão associadas ao fluxo com direção para o Atlântico, resultando em anomalias positivas de E-P. Para a região sul e sudeste, as anomalias negativas de E-P são associadas às anomalias negativas da divergência de umidade e ao fluxo de umidade em direção ao Atlântico.

Novamente, as variáveis se corroboram mutuamente, com sinais invertidos, no que diz respeito ao direcionamento do fluxo de umidade sobre a África.

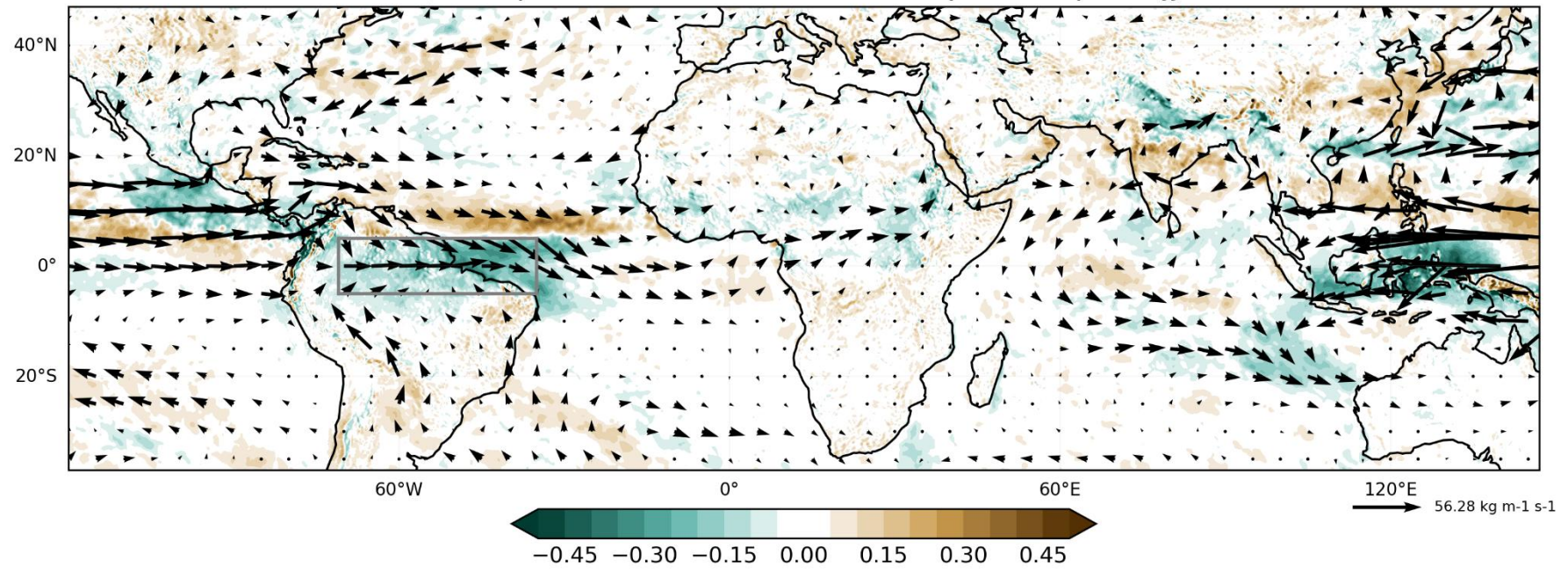
Figura 4.24 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e JJA, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.24 – Conclusão.

b) Comp anom div e flx umidade x prec AS p90 - JJA

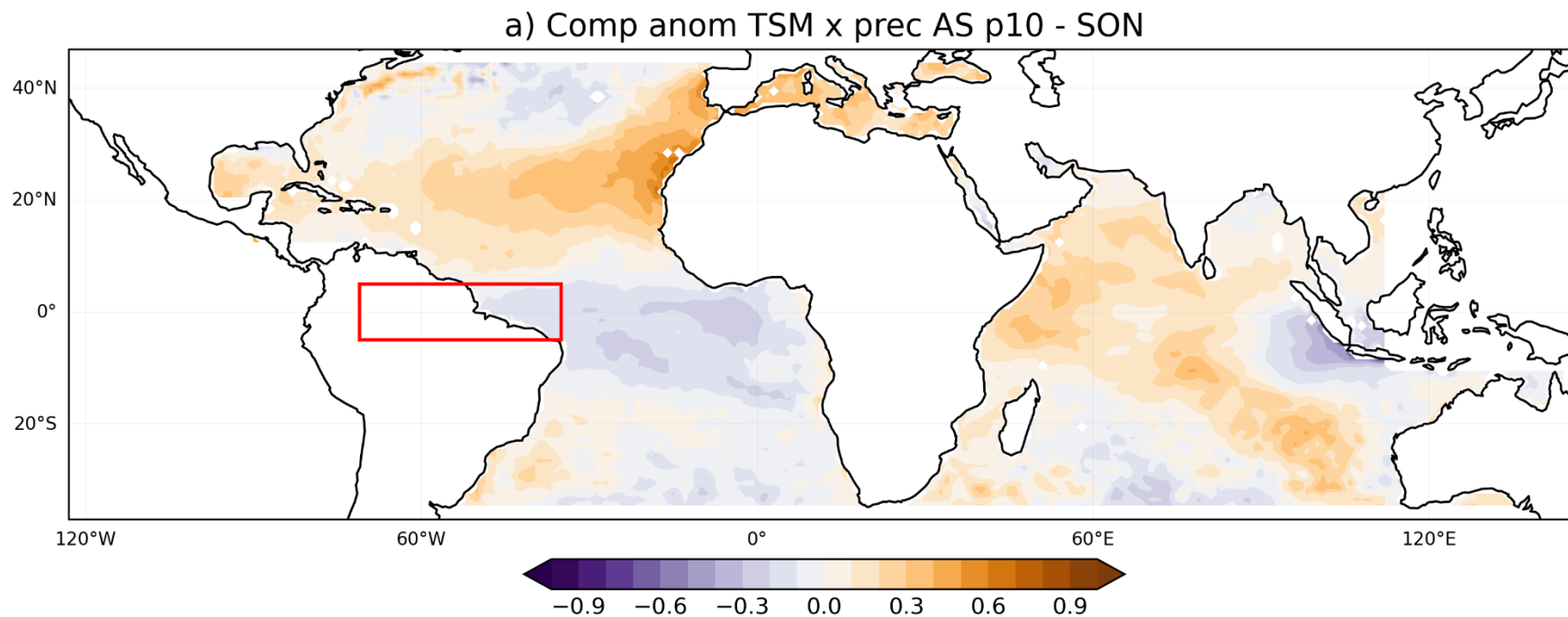


Fonte: Produção da autora.

Para o período de SON (Figura 4.25), as anomalias de TSM e da divergência do fluxo de umidade apresentaram um enfraquecimento em todo o domínio de análise. As anomalias positivas de TSM (Figura 4.25a) mais intensas foram observadas no Atlântico Norte Leste e no Oceano Índico. No Atlântico Sul, as anomalias se enfraqueceram, embora ainda se observem anomalias negativas na região equatorial e anomalias positivas na região oeste, próximas à costa do Brasil.

As anomalias da divergência do fluxo de umidade (Figura 4.25b), apresentaram sinal negativo associada a anomalias positivas de TSM na área central do Oceano Índico, enquanto a região mais a leste apresentou anomalias positivas de divergência de umidade e anomalias negativas de TSM. Isso sugere que a umidade foi direcionada para a região central do Oceano Índico, com tanto o oceano quanto a atmosfera contribuindo para a disponibilidade de umidade. Na América do Sul, observou-se o mesmo padrão identificado nos períodos anteriores, com anomalias positivas da divergência de umidade na região norte associada a anomalias negativas de TSM, e o direcionamento para anomalias negativas de divergência de umidade na região sul e sudeste do continente, onde foram observadas anomalias positivas de TSM no oceano adjacente.

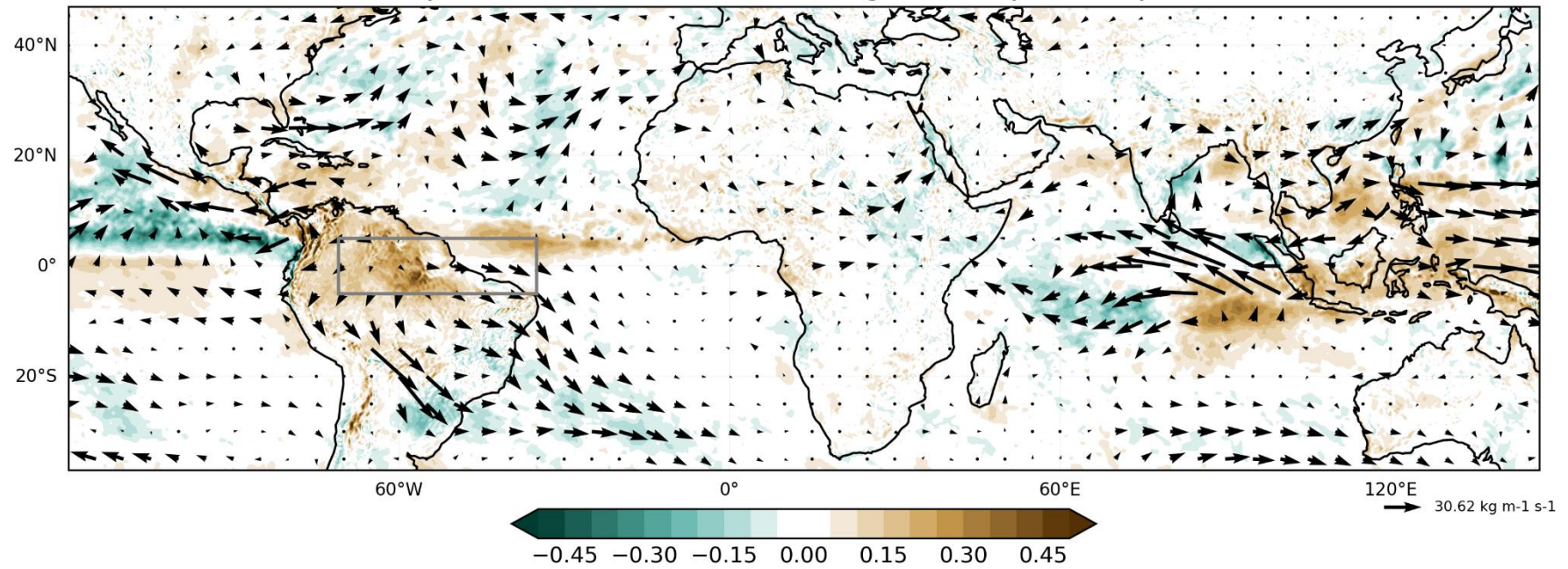
Figura 4.25 – Considerando o percentil 10 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e SON, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.25 – Conclusão.

b) Comp anom div e flx umidade seg16-11 x prec AS p10 - SON



Fonte: Produção da autora.

Por fim, a análise do composto baseado na precipitação p90 em RAS (Figura 4.26) revelou predominância de anomalias negativas de TSM (Figura 4.26a) em toda a bacia do Índico. No Oceano Atlântico, o Atlântico Norte apresentou anomalias negativas de TSM, enquanto no Atlântico Sul, as anomalias foram positivas na região leste e central, e negativas na região sudoeste e sul.

Quanto às anomalias da divergência do fluxo de umidade (Figura 4.26b), o p90 seguiu um padrão semelhante ao p10, com áreas relativamente mais fracas das anomalias positivas e negativas. O fluxo de umidade foi mais intenso apenas no Atlântico Norte e na Indonésia.

Na AS, a costa norte e sudeste apresentaram anomalias negativas de TSM, enquanto a costa leste exibiu anomalias positivas. Essas regiões também mostraram certa correspondência com as anomalias positivas de divergência do fluxo de umidade: na região norte e sul do continente, foram observadas anomalias negativas da divergência de umidade, enquanto na região sudeste, anomalias positivas de divergência. Assim como no p10, o p90 também indicou uma intensidade menor de anomalias negativas da divergência da umidade na região de RAS, em comparação com outras estações. Mesmo assim, como observado por Cavalcanti (2012), anomalias de TSM do Pacífico e Atlântico estão relacionadas com as anomalias mensais de precipitação e extremos na Amazônia e no Nordeste do Brasil.

A comparação entre os compostos do fluxo de umidade em 11-16 e a TSM (Figuras 4.14) revelou que as anomalias de TSM no Oceano Índico (Figura 4.26a) apresentam semelhança com o composto negativo. Vale lembrar que esse composto indica um fluxo de umidade em 11-16 direcionado para o Atlântico. A Figura 33b também demonstra essa similaridade na atmosfera, com anomalias positivas de divergência de umidade e anomalias negativas de TSM no oeste, enquanto no lado leste, observam-se anomalias negativas de divergência de umidade e anomalias positivas de TSM. Esse padrão também foi identificado no composto negativo entre o fluxo de umidade em 11-16 e a anomalia de E-P (Figura 4.18c). Com o fluxo de umidade em direção ao Atlântico, a região norte da AS apresentou anomalias negativas de E-P, o que pode ser

comparado com o p90 da precipitação em RAS, que também mostra anomalias negativas de divergência. Além disso, ao analisar o fluxo de umidade para o Atlântico (Figura 4.18b), a região de RAS apresentou anomalias positivas de E-P, enquanto no p10, foram observadas anomalias positivas de divergência de umidade.

Em SON foi o único período em que essa semelhança entre as regiões de RAS e a sul e sudeste foi observada. Nessas regiões, há sinais tanto positivos quanto negativos de anomalias de E-P (Figuras 4.18b e 4.18c), em áreas muito próximas. Considerando o sinal com maior abrangência espacial, na região sudeste, pode-se inferir que o fluxo de umidade para o Índico enfraquece o balanço de E-P, corroborando com as anomalias negativas de divergência de umidade observadas no p10. Da mesma forma, o fluxo de umidade em 11-16 para o Atlântico resulta na intensificação do E-P sobre a região sul-sudeste, já que no p90 apresenta anomalias positivas de divergência de umidade.

Focando especificamente nas anomalias de TSM (Figuras 4.19a, 4.20a, 4.21a, 4.22a, 4.23a, 4.24a, 4.25a e 4.26a), apesar das anomalias positivas intensas em DJF e JJA, as regiões do Atlântico e do Índico não apresentaram uma relação direta com a precipitação em RAS, como nos resultados do p10 onde mostraram similaridade. Por outro lado, as anomalias negativas em MAM, JJA e SON, especialmente no Atlântico Sul, região próxima a RAS, merecem uma análise mais aprofundada, com relação a causa e consequência da mesma.

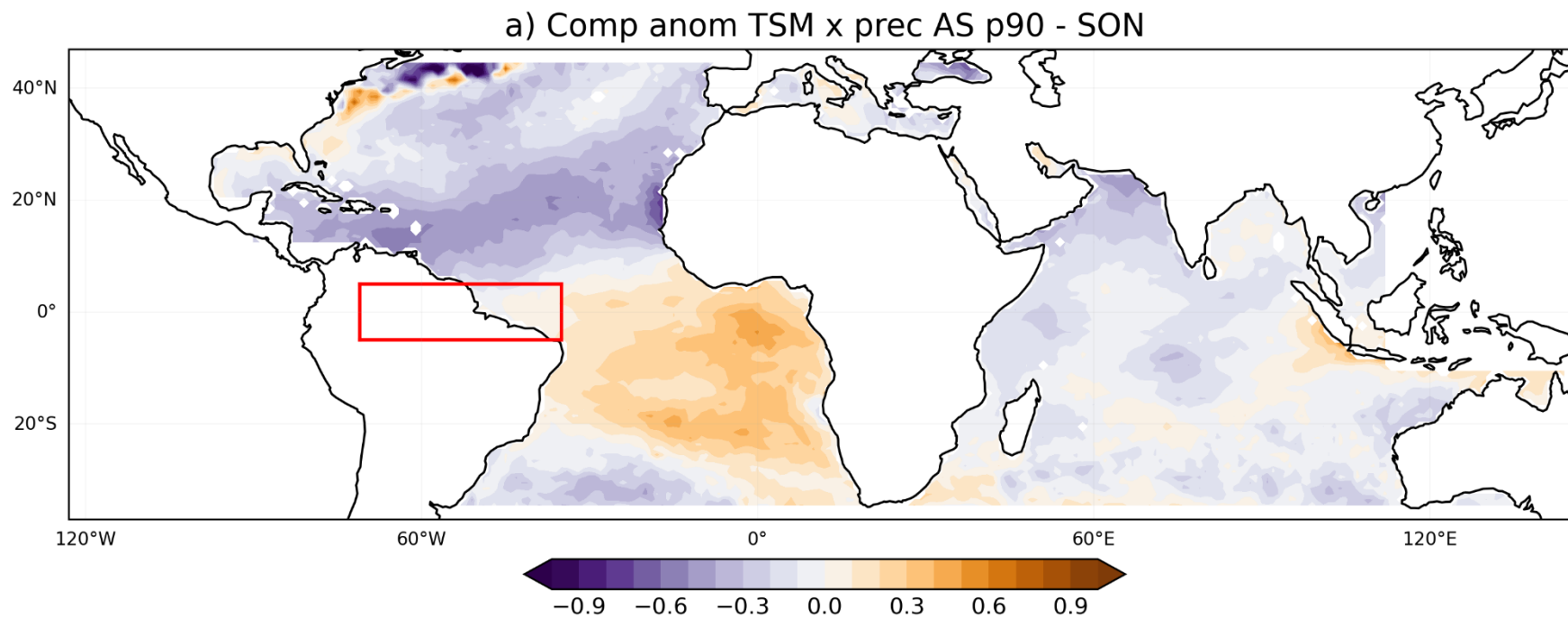
Em relação aos compostos de anomalia da divergência do fluxo de umidade (Figuras 4.19b, 4.20b, 4.21b, 4.22b, 4.23b, 4.24b, 4.25b e 4.26b), todas as estações evidenciaram anomalias positivas da divergência de umidade na região de RAS, principalmente em DJF e MAM, períodos em que a intensidade foi maior. A região sul e sudeste da AS, com anomalias negativas da divergência de umidade, também apresentou intensificação em DJF e MAM. Contudo, todas as estações mostraram uma correlação e alinhamento consistentes entre as variáveis: TSM, fluxo de umidade e precipitação em RAS.

Outra análise que pode ser inferida é a relação entre a TSM equatorial do Atlântico Sul, do Índico e a precipitação em RAS ao longo das estações. Ao

considerar a precipitação em p10 no RAS, observamos que as anomalias de TSM no Atlântico foram negativas em todas as estações (Figuras 4.19a, 4.21a, 4.23a e 4.25a), enquanto no Índico, as anomalias foram positivas. Por outro lado, quando analisamos o p90 em RAS, a situação se inverte: as anomalias no Atlântico tornam-se positivas e no Índico, negativas (Figuras 4.20a, 4.22a, 4.24a e 4.26a). Como essas regiões são próximas, o Atlântico equatorial apresenta uma relação direta tanto com a precipitação quanto com a umidade em RAS e na AS.

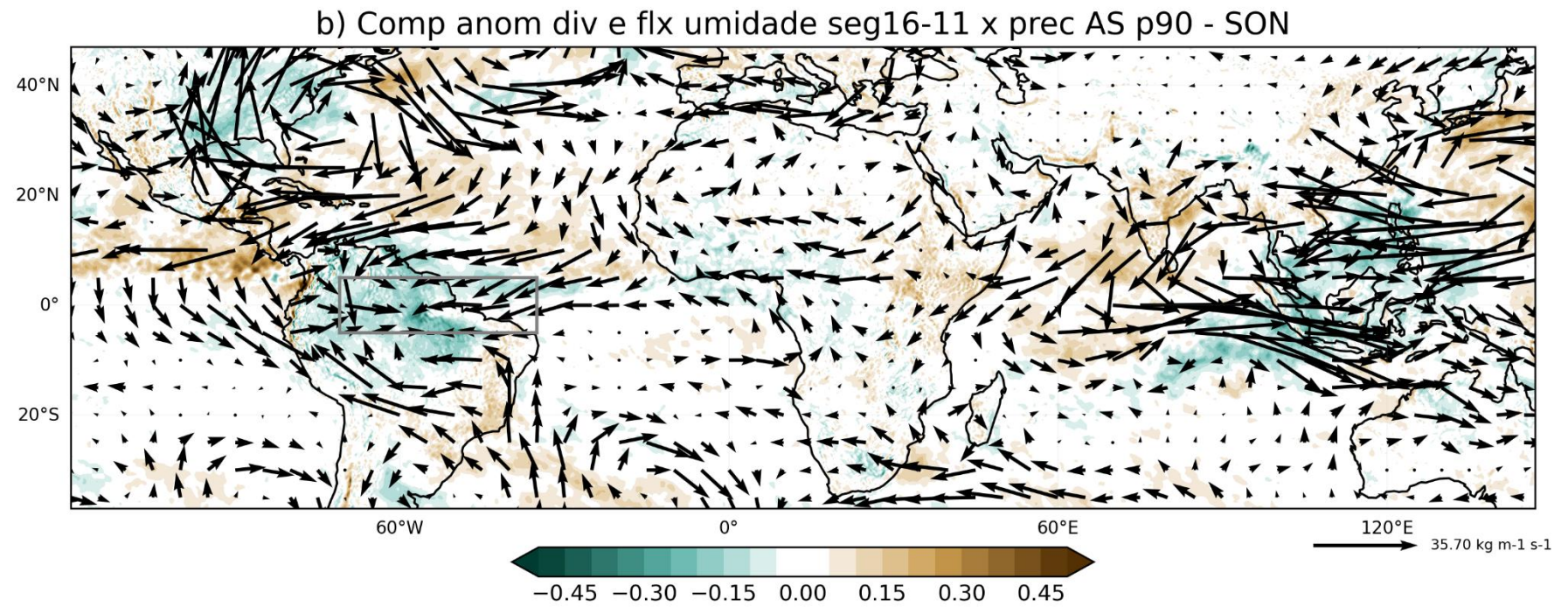
Com base nos resultados apresentados e no objetivo do presente estudo, pode-se inferir como a TSM do Oceano Índico pode influenciar a precipitação e o fluxo de umidade na América do Sul. Essa hipótese é reforçada pelo fato de que os padrões sazonais das anomalias da TSM, considerando as diferenças entre p10 e p90 da precipitação em RAS, foram observados em ambas as bacias. Além disso, o composto das anomalias da divergência de umidade revela que, em algumas estações, o fluxo de umidade atravessa o continente africano, principalmente em p90.

Figura 4.26 – Considerando o percentil 90 da precipitação sobre a região norte da América do Sul e SON, temos a) Compostos com a TSM no Oceano Atlântico e Índico, e b) Composto com o fluxo de umidade (vetores) e a divergência (cores) no Oceano Atlântico e Índico.



(continua)

Figura 4.26 – Conclusão.



Fonte: Produção da autora.

4.5 Estudo de caso

Para o fechamento deste estudo, foi realizado um estudo de caso com o objetivo de ilustrar os resultados obtidos com os dados observacionais. Considerando a Figura 4.5, o período de MAM, obteve o maior valor para o fluxo de umidade em 11-16, comparado com SON. Assim como, analisando a série temporal de MAM, o ano de 2017 resultou no maior acumulado do fluxo de umidade no segmento sobre o continente africano, considerando os últimos 10 anos da série. Dessa forma, o período de MAM e o ano de 2017 foram definidos para o estudo de caso.

As variáveis selecionadas incluíram componentes atmosféricas, como o balanço entre E-P, e o fluxo de umidade integrado verticalmente e a divergência, além da variável oceânica, a TSM.

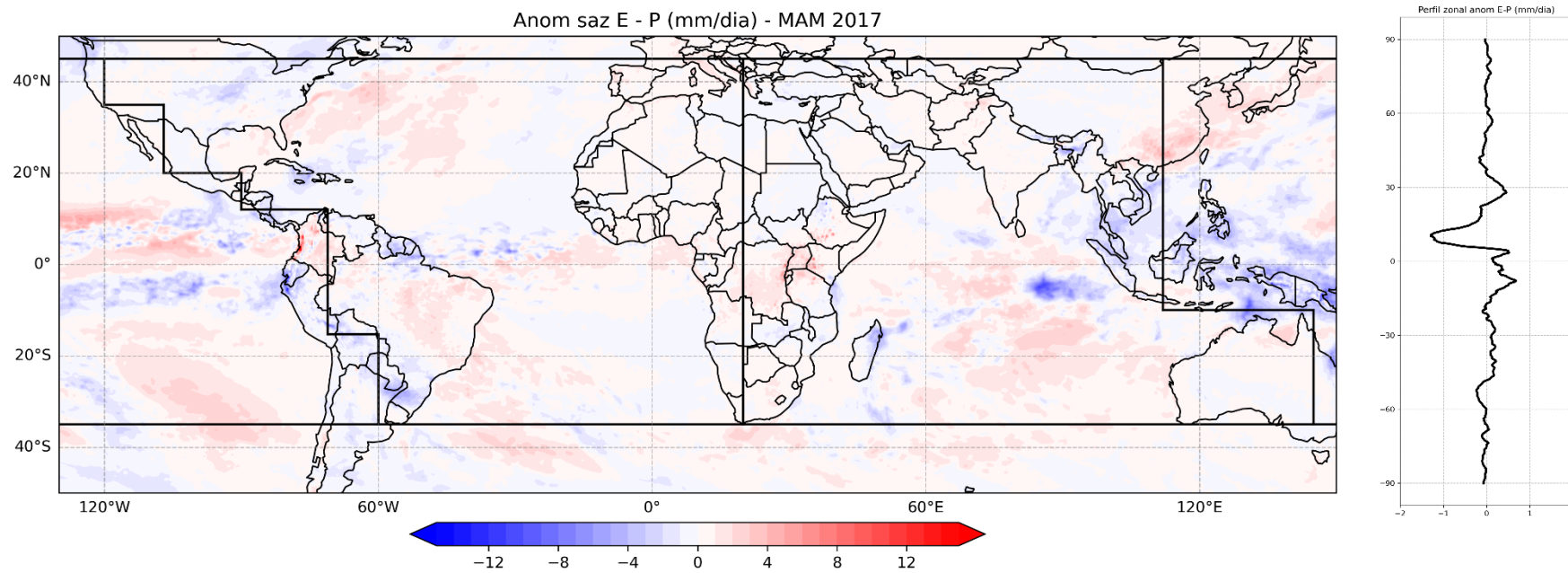
A Figura 4.27 apresenta a anomalia do balanço de E-P. Em comparação com a média anual (Figura 4.1b), algumas regiões oceânicas exibiram anomalias intensas. Em contrapartida, áreas das altas subtropicais do Atlântico apresentaram valores próximos ou acima da média, com relação ao ano de 2017. As anomalias negativas mais intensas concentraram-se nas regiões tropicais das bacias oceânicas, sendo especialmente acentuadas no Oceano Índico e Indonésia. Destaca-se também que nas regiões continentais, particularmente no Brasil central, nordeste e sudeste, assim como no centro do continente africano, houveram mudanças expressivas no sinal das anomalias.

Ao comparar as anomalias de E-P para MAM de 2017 com as tendências significativas de E-P e a tendência da precipitação (Figura 4.3b), percebe-se uma clara concordância entre as mesmas. As regiões anteriormente destacadas com anomalias negativas também apresentaram tendência de diminuição no balanço de E-P. No Oceano Atlântico tropical, verificou-se uma tendência de aumento espacialmente mais ampla no sul e diminuição no norte. Sobre a AS, o norte do Brasil e o sul do continente apresentaram anomalias negativas de E-P e tendência de diminuição do balanço de E-P para algumas estações, enquanto o centro, nordeste e sudeste mostraram anomalias positivas e tendência de aumento. O perfil zonal de E-P revelou poucas variações, ainda que os maiores

valores das anomalias negativas tenham sido registrados próximo da região equatorial.

As anomalias de E-P em MAM de 2017 mostram semelhança ao padrão de correlação entre o fluxo de umidade no segmento África e E-P sobre o Atlântico (Figura 4.16a), além do composto negativo do fluxo de umidade sobre a África com E-P (Figura 4.16c). Isso sugere que, em MAM de 2017, o fluxo de umidade no segmento 11-16 direcionado ao Oceano Atlântico possivelmente teve contribuição das anomalias positivas de E-P da bacia do Oceano Atlântico.

Figura 4.27 – Anomalia sazonal e o perfil zonal de E-P (mm/dia) considerando o período de MAM e o ano de 2017. O período climatológico foi de 1959 a 2020.



Fonte: Produção da autora.

A análise das anomalias da divergência e do fluxo de umidade em MAM 2017 está representada na Figura 4.28. As regiões de anomalias positivas e negativas apresentaram uma ampla distribuição ao redor dos continentes e oceanos, com destaque para áreas como a Indonésia, o Oceano Índico Central, o Atlântico Norte e a porção leste do Oceano Pacífico.

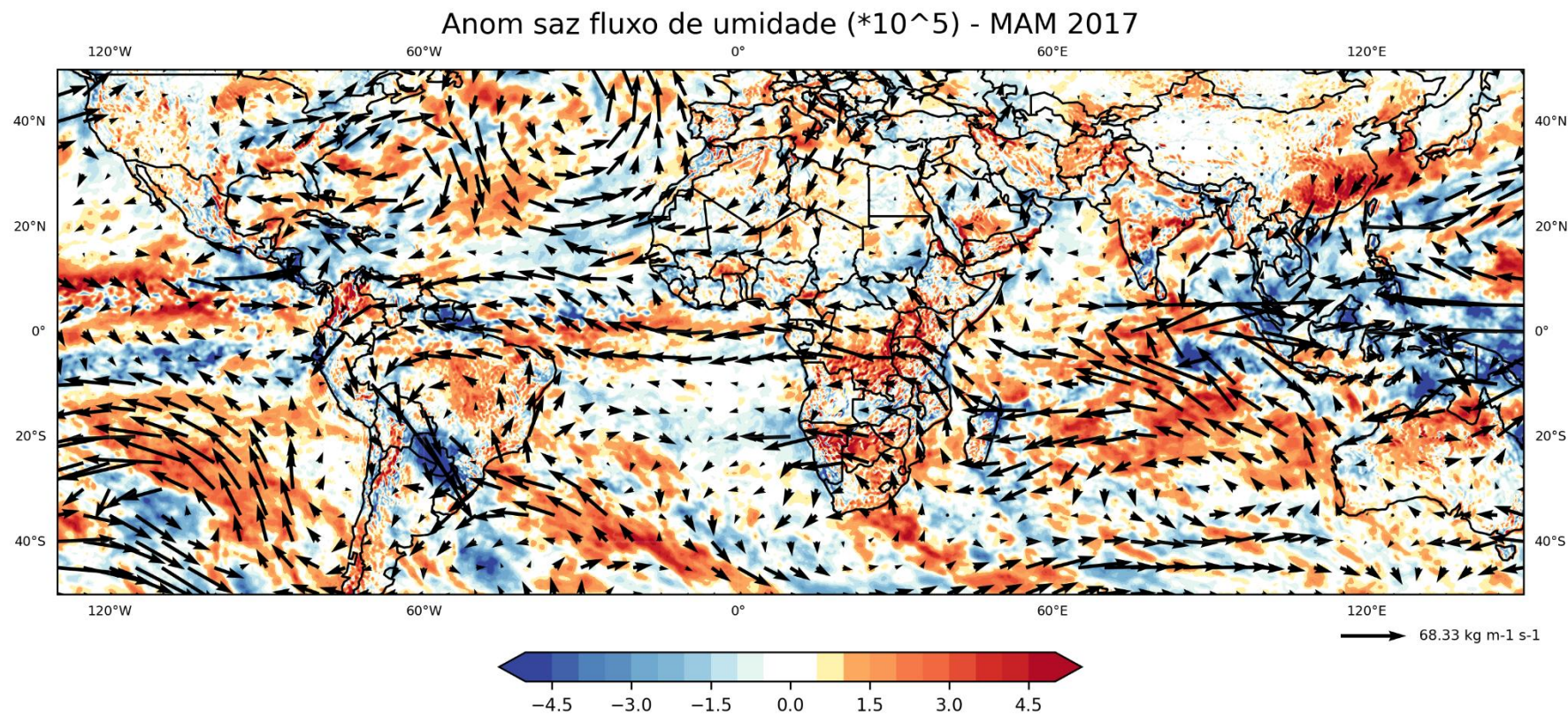
Corroborando com a Figura 4.27, as áreas com anomalias positivas de E-P no Índico também indicaram anomalias da divergência do fluxo de umidade no Índico sudeste, direcionando o fluxo para a região central e o mesmo divergindo para o Oceano Pacífico e para a África, e consequentemente para o Oceano Atlântico. No Atlântico tropical, nota-se padrões de divergência, direcionando umidade para a AS, e na porção sudoeste do Atlântico sul, com divergência de umidade para o continente. Ao atingir a AS na região tropical, foram identificadas áreas com anomalias negativas da divergência da umidade nas regiões norte, central e sudeste do continente. Como evidenciado ao longo deste estudo, as regiões de maior destaque em análises anteriores também se mostraram relevantes no estudo de caso. Por exemplo, ao comparar os compostos do fluxo de umidade no segmento 11-16 com as anomalias de E-P (Figuras 4.16b e 4.16c) e o composto da anomalia da divergência associado ao p10 de precipitação no RAS (Figura 4.21b), percebe-se uma clara concordância entre os resultados. A Figura 4.16c, já discutida anteriormente, reforça a continuidade das semelhanças entre as anomalias sazonais de E-P e as anomalias positivas de divergência do fluxo de umidade para MAM 2017. Regiões com anomalias negativas de divergência de umidade (Figura 4.28) também apresentaram anomalias negativas de E-P, indicando um enfraquecimento do balanço e um ambiente mais úmido. Em contrapartida, no leste da AS, as anomalias de divergência coincidem com anomalias positivas de E-P, sugerindo uma intensificação do balanço. Vale ressaltar que o composto negativo leva em consideração o fluxo de umidade no segmento sobre a África, do Oceano Índico em direção ao Oceano Atlântico.

O mesmo padrão foi observado entre a Figura 4.28 e o composto da anomalia da divergência do fluxo de umidade com p10 da precipitação na RAS (Figura 4.21b). Na região norte, próxima aos limites da RAS, anomalias negativas de

divergência de umidade aparecem em áreas adjacentes a anomalias positivas. Essas configurações são consistentes com as anomalias negativas e positivas identificadas em MAM de 2017.

Portanto, iniciando pelas anomalias observadas no Oceano Índico, o fluxo de umidade no segmento 11-16 pode ter desempenhado um papel importante nas anomalias negativas de divergência de umidade observada nas regiões norte e sul da AS, bem como nas anomalias positivas registrada na porção leste da AS durante MAM 2017. Em concordância com os resultados discutidos anteriormente, das anomalias de E-P para MAM de 2017.

Figura 4.28 – Anomalia sazonal da divergência e do fluxo de umidade integrado verticalmente ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), considerando o período de MAM e o ano de 2017. O período climatológico foi de 1959 a 2020.



Fonte: Produção da autora.

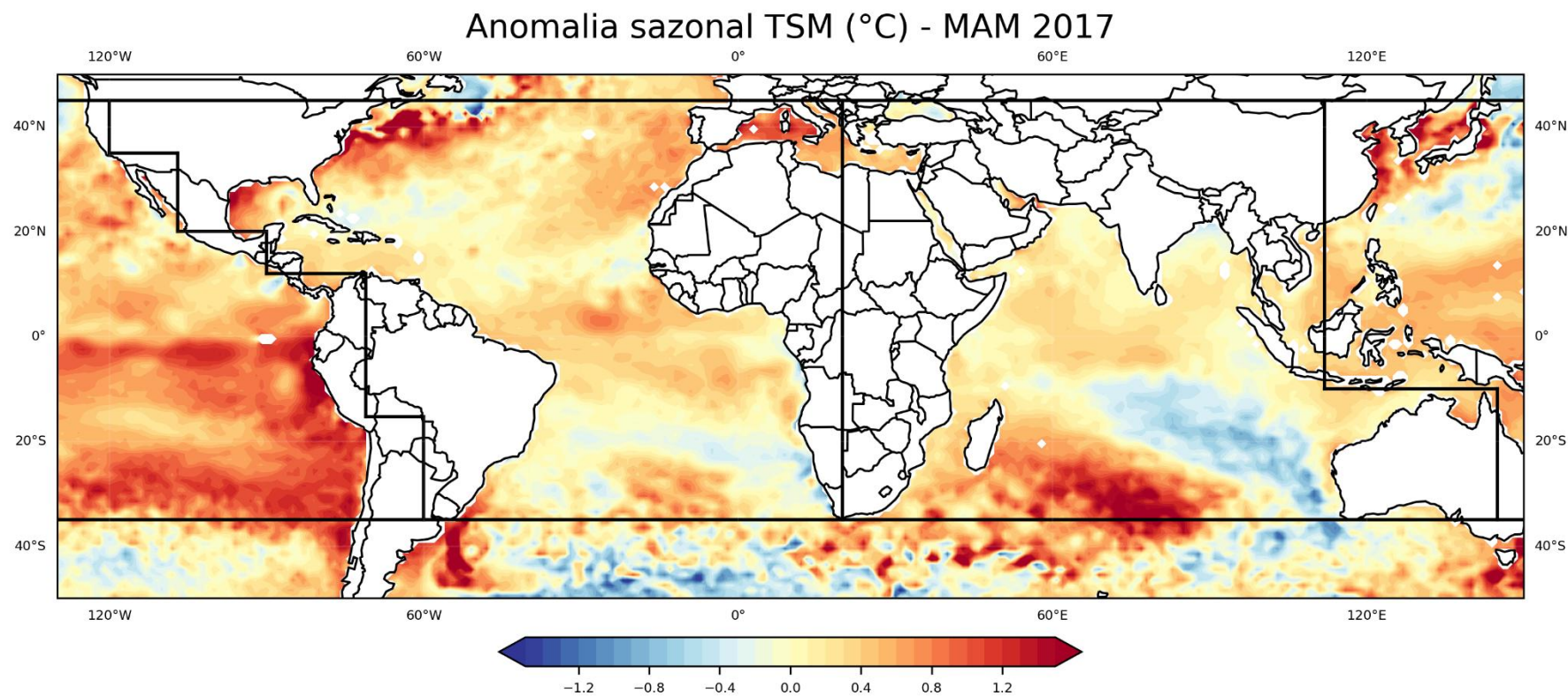
A anomalia sazonal da TSM para o período de MAM 2017 está representada na Figura 4.29. O objetivo de apresentar este resultado foi compreender se as bacias oceânicas também contribuíram para a umidade observada.

No Oceano Índico, destacam-se anomalias negativas na região central e leste, enquanto anomalias positivas aparecem na porção sudoeste. As mesmas regiões de anomalias positivas de TSM, mostram concordância com as figuras anteriores, anomalias positivas de E-P e da divergência do fluxo de umidade, indicando também a contribuição oceânica. Além disso, essas anomalias seguem um padrão diagonal, associado ao DSOI. De acordo com Souza e Reboita (2021), o DSOI apresentou o índice positivo em MAM 2017.

No Atlântico Sul, as regiões central e sul apresentaram anomalias negativas de TSM, e na região tropical, anomalias positivas. Já no leste do Oceano Pacífico, próximo à costa da América do Sul, observou-se uma extensa e intensa área de anomalias positivas.

A partir do Oceano Índico, a anomalia da TSM também mostra relação com as anomalias de E-P e da divergência do fluxo de umidade, apresentadas anteriormente. Sendo que na porção sudoeste da bacia do Oceano Índico, anomalias positivas da TSM, da E-P, e da divergência do fluxo de umidade, evidenciam parte do fluxo direcionado para África, Atlântico tropical e atingindo a América do Sul. As anomalias positivas de TSM em 2017 foram mais intensas e cobriram áreas maiores, indicando que a TSM neste ano estava acima da média climatológica e que pode ter sido uma das contribuições para o fluxo de umidade em 11-16.

Figura 4.29 – Anomalia sazonal da TSM (°C), considerando o período de MAM e o ano de 2017. O período climatológico foi de 1959 a 2020.



Fonte: Produção da autora.

Considerando um dos períodos em que o fluxo de umidade sobre o segmento da África foi mais intenso, especificamente MAM de 2017, é possível destacar algumas regiões de maior relevância para este estudo de caso.

Nos anos específicos analisados (Tabela 4.3), durante os quais o fluxo de umidade seguia do Oceano Índico para o Oceano Atlântico, a TSM no Oceano Índico apresentava anomalias positivas em pequenas áreas no norte e valores mais elevados no sul, estendendo-se até a costa oeste da Austrália (Figura 4.12c). Além disso, observou-se uma correlação positiva e significativa entre a série temporal do fluxo de umidade sobre a África e a TSM (Figura 4.12a) em praticamente toda a bacia do Oceano Índico.

Nessas regiões, foram identificadas anomalias positivas da divergência de umidade, TSM e de E-P. Durante o mesmo período, o Oceano Atlântico tropical também exibiu anomalias positivas de E-P e TSM. Como destacado, as anomalias positivas da divergência se intensificaram no Oceano Índico Sul, com parte atravessando o continente africano e outra sendo desviada para a Indonésia. Após cruzar a África e o Atlântico tropical, o fluxo dirigiu-se para a América do Sul, concentrando-se na região norte e sudeste do continente.

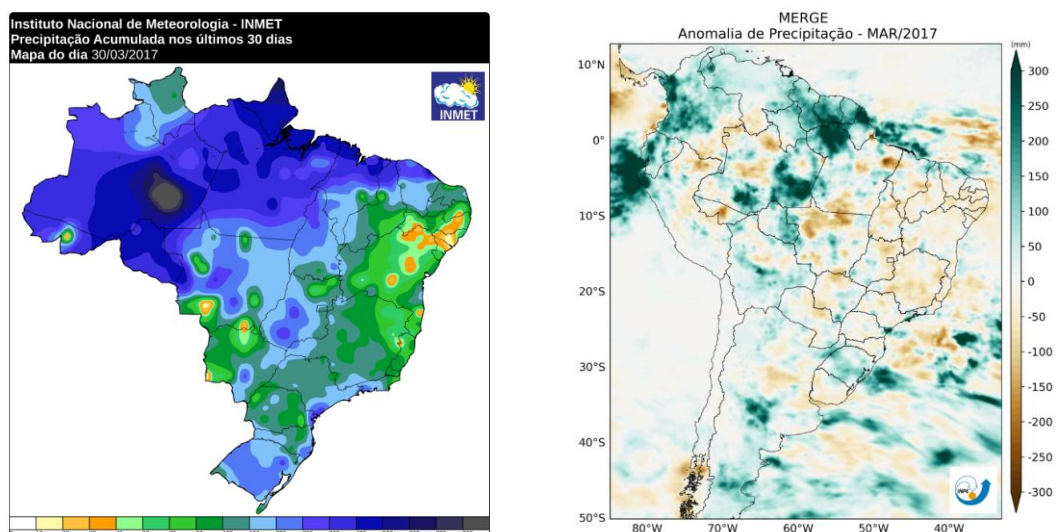
De forma resumida, em MAM de 2017, as regiões do Oceano Índico com aumento de evaporação (anomalias positivas de E-P), também apresentaram aquecimento da TSM, e divergência do fluxo de umidade. O mesmo padrão foi observado no Oceano Atlântico tropical, com aumentos da TSM e E-P. No contexto deste estudo, a Indonésia e algumas regiões da América do Sul aparecem como possíveis destinos finais deste fluxo de umidade.

Outro aspecto relevante foi observado pelos dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC): onde além do fluxo de umidade mais intenso em 11-16, em MAM de 2017, ocorreram extremos de precipitação nas regiões norte, nordeste e sul do Brasil. Mapas de precipitação mensal acumulada, juntamente com suas respectivas anomalias, estão apresentados na Figura 4.30. De acordo com o Boletim de Informações Climáticas do INPE/CPTEC (INFOCLIMA) e com as Notas Técnicas do Instituto Nacional de Meteorologia em março a formação de

linhas de instabilidade ao longo da costa norte da AS, em conjunto com a proximidade da ZCIT, favoreceram a precipitação acumulada diária na região Nordeste. Para abril, áreas isoladas da região norte, nordeste e centro-sul choveram acima dos valores climatológicos, devido a atividade mais acentuada dos sistemas frontais. E por fim, em maio o excesso de chuva na região nordeste, principalmente entre Alagoas e Pernambuco foi associado com a propagação dos Distúrbios Ondulatórios de Leste, e na região sul o acumulado para uma cidade do Rio Grande do Sul excedeu a climatologia mensal em 387%. Dessa forma, as principais regiões influenciadas pelo fluxo de umidade do segmento 11-16 apresentaram acumulados significativos também nos dados observados, destacando-se o RAS, o norte, nordeste e o sul do Brasil. Assim, o fluxo de umidade nesse segmento pode ser considerado como um dos contribuintes para esses acumulados.

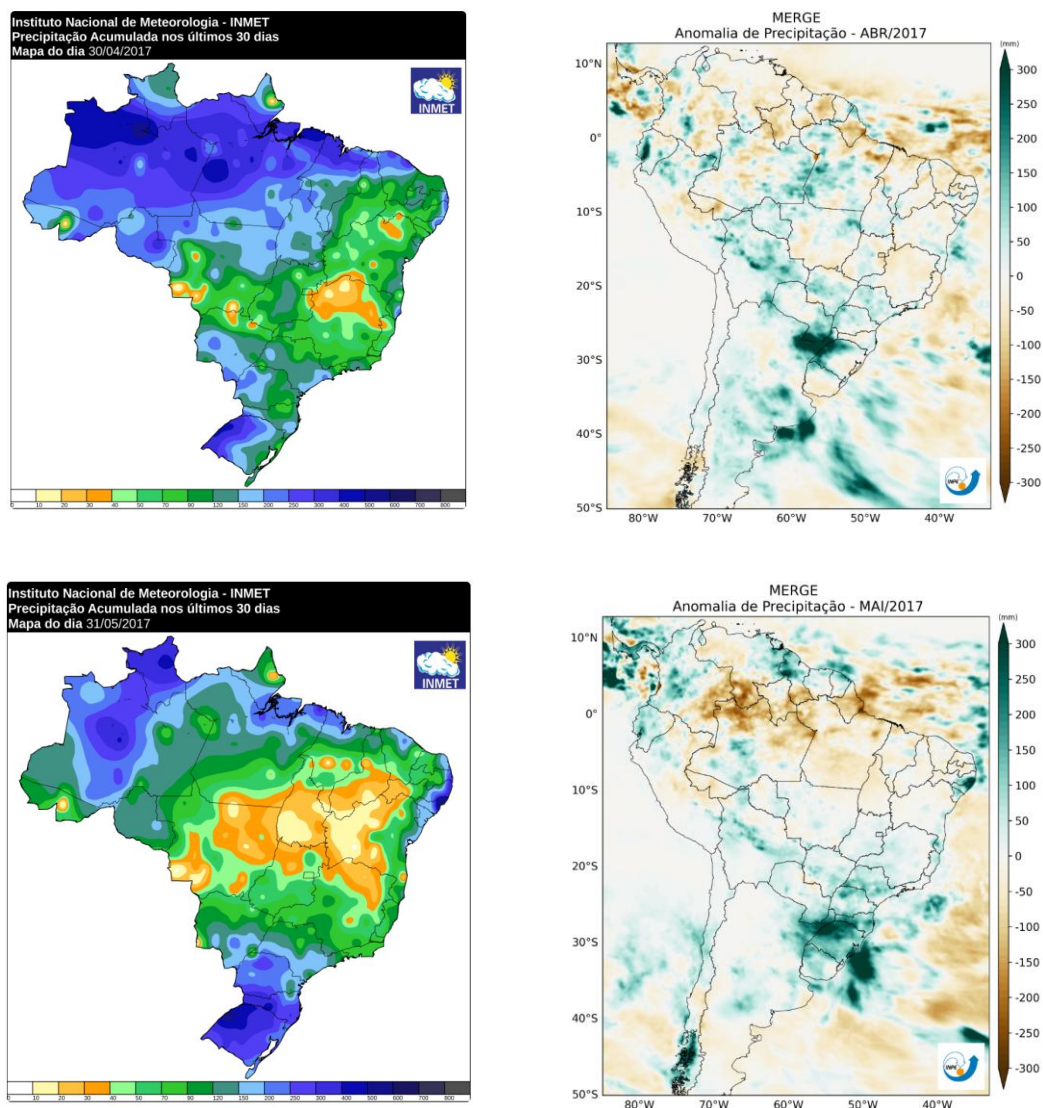
Por fim, ao considerar o período sazonal de MAM de 2017, todas as análises e resultados obtidos neste estudo de caso podem ser confirmados pelos dados observados.

Figura 4.30 – Precipitação acumulada e anomalia da precipitação, referente a março, abril e maio de 2017.



(continua)

Figura 4.30 – Conclusão.



Fonte: Adaptado de INMET e INPE (2024).

5 CONCLUSÃO

O presente estudo teve como objetivo investigar o fluxo de umidade entre o Oceano Índico e o Oceano Atlântico, bem como possíveis influências no Atlântico tropical-sul e na América do Sul. Apesar do fluxo de umidade entre essas bacias oceânicas ainda ser pouco explorado pela literatura, foi possível compreender sua climatologia, identificar tendências e analisar as principais relações com outras bacias oceânicas.

Os dados e variáveis utilizadas representaram de forma consistente a climatologia discutida na literatura, com destaque para E-P e a divergência do fluxo de umidade integrado verticalmente. Essas variáveis, calculadas ao longo do desenvolvimento do estudo, permitiram identificar regiões com tendências de aumento e diminuição de E-P, por exemplo, a ZCIT, ZCAS, ZCOIS, a Amazônia e áreas de monções, as quais são particularmente importantes zonas de convergência de umidade globais.

Adicionalmente, foi possível relacionar essas tendências com o aumento da salinidade em determinadas áreas, destacando a correlação direta com a disponibilidade de umidade atmosférica, especialmente sobre o Atlântico tropical. Pela primeira vez, observou-se, períodos específicos de fluxo de umidade zonal sobre o continente africano, entre a bacia do Oceano Índico e bacia do Oceano Atlântico, particularmente nos períodos de MAM e SON (ordem de acordo com os maiores fluxos observados).

Ao segmentar as bacias oceânicas, identificaram-se as direções e intensidades dos fluxos de umidade. O segmento 11-16, sobre o continente africano, evidenciou-se como um dos mais intensos ao longo de todo o ano. Além disso, esse segmento apresentou a maior tendência de aumento em cerca de $50 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}/\text{ano}$, se destacando entre os demais. Outros segmentos, embora não tenham alterado a direção do fluxo, apresentaram variações na intensidade ao longo dos períodos sazonais. De maneira geral, as bacias do Pacífico, Índico e Atlântico apresentaram maior fluxo de umidade na direção zonal, entre as bacias oceânicas tropicais, do que fluxo meridional para as regiões de alta latitude dos continentes Ártico e da Antártica. No total acumulado da bacia, o Oceano

Pacífico se destacou em JJA, enquanto o Oceano Atlântico prevaleceu como o de menor conteúdo de umidade ao longo de todo ano.

Os resultados indicaram que, ao longo do ano, o Oceano Índico exporta mais umidade do que recebe, comportamento semelhante ao do Oceano Atlântico. No geral, ambas as bacias exportam, em média, o dobro da umidade que recebem. Além disso, as bacias apresentaram tendência de aumento no fluxo de umidade de saída. Em relação aos segmentos com maior tendência, na bacia do Índico (depois do 11-16) o destaque foi o segmento sobre a Austrália, evidenciando a importação de umidade proveniente do Pacífico. Já na bacia do Atlântico, o segmento mais relevante foi o localizado sobre a África, indicando a importação de umidade oriunda do Índico. Isso vai de encontro com estudos anteriores, que mostram grande influência do Oceano Pacífico sobre as condições do Índico, mas também sugere um potencial do Índico em influenciar as condições do Atlântico, tema explorado neste estudo.

Quanto às correlações, o fluxo de umidade no segmento 11-16 apresentou amplas áreas com correlação positiva com a TSM do Oceano Índico. Além disso, esse fluxo correlacionou-se positivamente com a precipitação na região amazônica, no sudeste do Brasil e com E-P em áreas de altas subtropicais. A análise dos compostos, considerando os extremos de precipitação sobre o norte da América do Sul, destacou a relação entre TSM, precipitação e fluxo de umidade. Especificamente, o direcionamento do fluxo de umidade no segmento sobre a África (11-16) seja em direção ao Atlântico ou ao Índico, pode influenciar intensificando ou enfraquecendo a umidade em diferentes regiões da América do Sul. Essa relação sugere um possível acoplamento entre essas variáveis. O fluxo de umidade do Oceano Índico para o Oceano Atlântico foi associado com anomalias positivas de TSM, de E-P e da divergência do fluxo na bacia do Índico. Assim como, ao atingir a bacia do Oceano Atlântico, influencia o balanço de E-P na região tropical e direcionado para a região norte da América do Sul, intensifica a umidade na região. Com a divergência do fluxo de umidade ocorrendo a oeste da América do Sul pela Cordilheira dos Andes, ocorre o direcionamento do fluxo de umidade para a região sul-sudeste, justamente na região da Monção da América do Sul e também da ZCAS. Os resultados aqui apresentados

corroboram com a literatura e enfatizam as influências que podem ocorrer com o direcionamento do fluxo de umidade vindo do Oceano Índico.

Por fim, no estudo de caso de MAM de 2017, foram identificadas anomalias positivas de E-P sobre a bacia do Índico, alinhadas com anomalias positivas de TSM e principalmente, localizadas sob uma área de divergência do fluxo de umidade na região sul do Oceano Índico. Dessa forma, a região apresentou uma maior disponibilidade de umidade para atmosfera, direcionando o fluxo de umidade para o Oceano Pacífico e para África e consequentemente, para o Oceano Atlântico. Durante esse período, o fluxo de umidade sobre o segmento da África foi mais intenso, e este pode ser um dos contribuintes para o aumento da umidade nas regiões norte, nordeste e sul-sudeste da América do Sul.

As mudanças climáticas têm impactado os oceanos de diversas formas, como por exemplo, aumento da temperatura da superfície do mar, e, embora respondam mais lentamente ao aquecimento em comparação com a atmosfera, também apresentam sinais claros desta influência. Entre as variáveis afetadas, observa-se um aumento na TSM e na salinidade, fatores que contribuem para uma maior disponibilidade de umidade atmosférica em diversas regiões do globo. Analisar o aumento dessa disponibilidade de umidade e os padrões de sua redistribuição torna-se essencial para o monitoramento e a avaliação dos impactos climáticos.

Neste estudo, os resultados corroboraram estudos anteriores que relacionam o aquecimento do Oceano Índico ao aumento da disponibilidade de umidade na região. Identificou-se, pela primeira vez, que uma grande parte dessa umidade é direcionada para a bacia do Oceano Atlântico. O fluxo de umidade entre o Índico e o Atlântico foi significativo e apresentou tendência de aumento ao longo do período analisado (1959 a 2020). Além disso, verificou-se que, ao chegar à bacia do Atlântico, os maiores volumes de umidade concentraram-se na região equatorial e em regiões da América do Sul.

Embora as variáveis analisadas estejam inter-relacionadas, com foco principal na umidade atmosférica, observou-se que todas elas, especialmente o fluxo de umidade sobre o segmento africano, apresentaram correlações altas e

significativas com a América do Sul. Os resultados permitiram inferir uma relação consistente entre o fluxo de umidade proveniente do Oceano Índico, particularmente no segmento sobre a África, e as regiões norte, sul e sudeste da América do Sul.

Com o desenvolvimento deste estudo, foi possível responder às principais questões relacionadas ao fluxo de umidade entre as bacias oceânicas e principalmente, entre o Oceano Índico e o Atlântico, assim como sua climatologia e tendências, e também às implicações desse processo para o Atlântico tropical-sul e a América do Sul. Dessa forma, o trabalho contribui para o avanço das pesquisas na área e para estudos futuros que busquem aprofundar o entendimento sobre os impactos das mudanças climáticas nos sistemas oceânicos e atmosféricos.

5.1 Trabalhos futuros

Para ampliar e aprofundar os resultados obtidos no presente estudo, considera-se:

- Avaliar a utilização de modelos climáticos em diferentes configurações (por exemplo, aumento/diminuição da TSM) para entender os mecanismos de *feedback* entre variáveis atmosféricas e oceânicas, e do fluxo de umidade vindo do Oceano Índico;
- Relacionar a contribuição e/ou impacto do fluxo de umidade, de cada segmento ou da bacia, com a ocorrência de fenômenos climáticos, como por exemplo, responder como que a sazonalidade do fluxo de umidade sobre a África impacta a América do Sul, em anos de ocorrência ou não de ENOS. Ou também se o respectivo fluxo de umidade sobre o segmento da África pode intensificar ou enfraquecer fenômenos, como por exemplo, a ZCIT;
- Comparar a eficiência da metodologia utilizado no presente trabalho com estudos anteriores, como por exemplo, metodologia do modelo Lagrangiano;
- Assim como foi analisado a interação oceano-atmosfera, considerar também outras abordagens interdisciplinares, como vegetação, solo, impacto social, entre outros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADUAN, R. E.; VILELA, M. F.; REIS JÚNIOR, F. B. **Os grandes ciclos biogeoquímicos do planeta**. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados, 2004. 25p.
- ALLAN, R. P.; SODEN, B. J. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. **Science**, v. 321, n. 5895, p. 1481–1484, 2008.
- ALLAN, R. P. Amplified seasonal range in precipitation minus evaporation. **Environmental Research Letters**, v. 18, n. 9, e094004, 2023.
- ALLAN, R. P. et al. Advances in understanding large-scale responses of the water cycle to climate change. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1472, n. 1, p. 49–75, 2020.
- ARIAS, P. A. et al. Changes in atmospheric moisture transport over tropical South America: an analysis under a climate change scenario. **Climate Dynamics**, v. 61, n. 11, p. 4949–4969, 2023.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9.ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.
- BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. **Geophysical Research Letters**, v.28, n.2, p. 327-330, 2001.
- BELLOMO, K.; ANGELONI, M.; HARDENBERG, J. Von. Future climate change shaped by inter-model differences in Atlantic meridional overturning circulation response. **Nature Communications**, v. 12, e3659, 2021.
- BOSILOVICH, M. G.; SCHUBERT, S. D.; WALKER, G. K. Global changes of the water cycle intensity. **Journal of Climate**, v. 18, n. 10, p. 1591–1608, 2005.
- BOYER, T. P. et al. Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955–1998. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 1, 2005.

BROEKER, W. The great ocean conveyor. **Oceanography**, v. 4, n. 2, p. 79–89, 1991.

BROWN, P. J.; KUMMEROW, C. D. An Assessment of atmospheric water budget components over tropical oceans. **Journal of Climate**, v. 27, n. 5, p. 2054–2071, 2014.

BYRNE, M. P. et al. Response of the intertropical convergence zone to climate change: location, width, and strength. **Current Climate Change Reports**, v. 4, n. 4, p. 355–370, 2018.

BYRNE, M. P.; SCHNEIDER, T. Narrowing of the ITCZ in a warming climate: physical mechanisms. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 21, p. 11,350–11,357, 2016.

CAI, W. et al. Pantropical climate interactions. **Science**, v. 363, n. 6430, eaav4236, 2019.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17 issue: 1, p. 88–108, 2004.

CASARIN D.P.; KOUSKY V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira Meteorologia**, v.1, p.83–90, 1986.

CASTILLO, R. et al. The role of the ENSO cycle in the modulation of moisture transport from major oceanic moisture sources. **Water Resources Research**, v. 50, n. 2, p. 1046–1058, 2014.

CAVALCANTI, I. F. A. et al. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: a review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27–40, 2012.

CHADWICK, R.; BOUTLE, I.; MARTIN, G. Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: why the rich do not get richer in the tropics. **Journal of Climate**, v. 26, n. 11, p. 3803–3822, 2013.

CHAN, S. C.; BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 14, 2008.

COOK, K. H. Generation of the African easterly jet and Its role in determining west African precipitation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1165–1184, 1999.

COOK, K. H. A Southern Hemisphere wave response to ENSO with implications for southern Africa precipitation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 15, p. 2146–2162, 2001.

COLLINS, M. et al. Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility. In: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2013: the physical science basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

CRAIG, P. M.; FERREIRA, D.; METHVEN, J. Monsoon-induced zonal asymmetries in moisture transport cause anomalous pacific precipitation minus evaporation. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 18, e2020GL088659, 2020.

CRAIG, P. M.; FERREIRA, D.; METHVEN, J. A Lagrangian perspective on the Atlantic and Pacific precipitation-evaporation asymmetry. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 128, n. 24, e2023JD039087, 2023.

CRAIG, P. M. **The Atlantic/Pacific atmospheric moisture budget asymmetry: the role of atmospheric moisture transport**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de Reading, Reading, 2018. Disponível em:

https://centaur.reading.ac.uk/84855/1/22838619_Craig_thesis.pdf. Acesso em 24 jun. 2021.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

DEY, D.; ALDAMA CAMPINO, A.; DÖÖS, K. Atmospheric water transport connectivity within and between ocean basins and land. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 27, n. 2, p. 481–493, 2023.

DEZFULI, A. K.; NICHOLSON, S. E. The relationship of rainfall variability in western equatorial Africa to the tropical oceans and atmospheric circulation. Part II: the Boreal Autumn. **Journal of Climate**, v. 26, n. 1, p. 66–84, 2013.

DHAME, S. et al. Indian Ocean warming modulates global atmospheric circulation trends. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 7/8, p. 2053–2073, 2020.

DÍAZ, N.; BARREIRO, M.; RUBIDO, N. Intraseasonal predictions for the South American rainfall dipole. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 21, e2020GL089985, 2020.

DIRO, G. T.; GRIMES, D. I. F.; BLACK, E. Teleconnections between Ethiopian summer rainfall and sea surface temperature: part I—observation and modelling. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 1, p. 103–119, 2011.

DONG, L.; MCPHADEN, M. J. Interhemispheric SST gradient trends in the Indian Ocean prior to and during the recent global warming hiatus. **Journal of Climate**, v. 29, n. 24, p. 9077–9095, 2016.

DONG, L.; MCPHADEN, M. J. Why has the relationship between Indian and Pacific Ocean decadal variability changed in recent decades? **Journal of Climate**, v. 30, n. 6, p. 1971–1983, 2017.

DONG, L. et al. The Footprint of the Inter-decadal Pacific Oscillation in Indian Ocean sea surface temperatures. **Scientific Reports**, v. 6, n. 1, p. 21251, 2016.

DU, Y.; XIE, S.-P. Role of atmospheric adjustments in the tropical Indian Ocean warming during the 20th century in climate models. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 8, p. L08712, 2008.

DURACK, P. J. Ocean salinity and the global water cycle. **Oceanography**, v.28, n.1, p.20-31, 2015.

DYER, E. L. E. et al. Congo Basin precipitation: assessing seasonality, regional interactions, and sources of moisture. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 13, p. 6882–6898, 2017.

EMILE-GEAY, J. et al. Warren revisited: atmospheric freshwater fluxes and “Why is no deep water formed in the North Pacific”. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C6, e 2001JC001058, 2003.

ENT, R. J.; SAVENIJE, H. H. G. Oceanic sources of continental precipitation and the correlation with sea surface temperature. **Water Resources Research**, v. 49, n. 7, p. 3993–4004, 2013.

ENT, R. J. et al. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. **Water Resources Research**, v. 46, n. 9, 2010.

FERREIRA, D. et al. Atlantic-Pacific asymmetry in deep water formation. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 46, p. 327–352, 2018.

FERSTER, B. S. et al. Sensitivity of the Atlantic meridional overturning circulation and climate to tropical Indian Ocean warming. **Climate Dynamics**, v.57, p.2433-2451, 2021.

FOLLAND, C. K.; KARL, T. R.; SALINGER, M. J. Observed climate variability and change. **Weather**, v. 57, n. 8, p. 269–278, 2002.

FONTAINE, B.; ROUCOU, P.; TRZASKA, S. Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 3, 2003.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004.

GAO, X. et al. Origins of multidecadal SST variations in the southern Atlantic and Indian Oceans since the 1960s. **Geophysical Research Letters**, v. 50, n. 4, e2022GL101735, 2023.

GARREAUD, R. D. et al. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3, p. 180–195, 2009.

GIMENO, L. et al. On the origin of continental precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 13, 2010.

GIMENO, L. et al. Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 4, 2012.

GIMENO, L. et al. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 41, n. 1, p. 117–141, 2016.

GIMENO, L. et al. Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. **Earth-Science Reviews**, v. 201, e103070, 2020.

GREVE, P. et al. Global assessment of trends in wetting and drying over land. **Nature Geoscience**, v. 7, n. 10, p. 716–721, 2014.

- GU, G. et al. Tropical rainfall variability on interannual-to-interdecadal and longer time scales derived from the GPCP monthly product. **Journal of Climate**, v. 20, n. 15, p. 4033–4046, 2007.
- HAGOS, S. M.; COOK, K. H. Dynamics of the west African monsoon jump. **Journal of Climate**, v. 20, n.21, p.5264-5284, 2007.
- HAM, Y.-G.; KUG, J.-S.; PARK, J.-Y. Two distinct roles of Atlantic SSTs in ENSO variability: north Tropical Atlantic SST and Atlantic Niño. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 15, p. 4012–4017, 2013.
- HAM, Y.-G. et al. Inter-basin interaction between variability in the South Atlantic Ocean and the El Niño/Southern oscillation. **Geophysical Research Letters**, v. 48, n. 15, e2021GL093338, 2021.
- HAN, W. et al. Indian Ocean decadal variability: a review. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 11, p. 1679–1703, 2014.
- HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics**. Berlin: Springer, 1985. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-5388-8>.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/qj.49710343505>.
- HEGERL, G. C. et al. Challenges in quantifying changes in the global water cycle. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 7, p. 1097–1115, 2015.
- HELD, I. M.; SODEN, B. J. Water vapor feedback and global warming. **Annual Review of Energy and the Environment**, v. 25, n. 1, p. 441–475, 2000.
- HELD, I. M.; SODEN, B. J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. **Journal of Climate**, v. 19, n. 21, p. 5686–5699, 2006.

HENLEY, B. J. et al. A Tripole index for the interdecadal Pacific oscillation. **Climate Dynamics**, v. 45, n. 11, p. 3077–3090, 2015.

HERSBACH, H. et al. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020.

HERSBACH, H.; DEE, D. **ERA5 reanalysis is in production**. Disponível em: <https://www.ecmwf.int/en/newsletter/147/news/era5-reanalysis-production>. Acesso em: 04 set. 2024.

HOUNSOU-GBO, A. et al. Summer and winter Atlantic Niño: connections with ENSO and implications. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 11, p. 2939–2956, 2020.

HU, S.; FEDOROV, A. V. Indian Ocean warming can strengthen the Atlantic meridional overturning circulation. **Nature Climate Change**, v. 9, n. 10, p. 747–751, 2019.

IHARA, C.; KUSHNIR, Y.; CANE, M. A. Warming trend of the Indian Ocean SST and Indian Ocean dipole from 1880 to 2004. **Journal of Climate**, v. 21, n. 10, p. 2035–2046, 2008.

JACKSON, B.; NICHOLSON, S. E.; KLOTTER, D. Mesoscale convective systems over western equatorial Africa and their relationship to large-scale circulation. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 4, p. 1272–1294, 2009.

JARUGULA, S.; MCPHADEN, M. J. Indian Ocean dipole affects eastern tropical Atlantic salinity through Congo River basin hydrology. **Communications Earth & Environment**, v. 4, n. 1, p. 1–9, 2023.

KAJTAR, J. B. et al. Tropical climate variability: interactions across the Pacific, Indian, and Atlantic Oceans. **Climate Dynamics**, v. 48, n. 7, p. 2173–2190, 2017.

KENDALL, M. G. **Rank correlation methods**. 4.ed. London: Charles Griffin, 1975.

KLEIN, S. A.; SODEN, B. J.; LAU, N.-C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. **Journal of Climate**, v. 12, n. 4, p. 917–932, 1999.

KNIPPERTZ, P.; WERNLI, H.; GLÄSER, G. A global climatology of tropical moisture exports. **Journal of Climate**, v. 26, n. 10, p. 3031–3045, 2013.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 70(4), 813-836, 1992.

KRISHNAMURTHY, V.; SHUKLA, J. Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. **Journal of Climate**, v. 13, n. 24, p. 4366–4377, 2000.

KUETE, G.; POKAM MBA, W.; WASHINGTON, R. African easterly jet south: control, maintenance mechanisms and link with southern subtropical waves. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 3, p. 1539–1552, 2020.

KUMAR, S. et al. Revisiting trends in wetness and dryness in the presence of internal climate variability and water limitations over land. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 24, p. 10,867-10,875, 2015.

LAGO, V. et al. Simulating the role of surface forcing on observed multidecadal upper-ocean salinity changes. **Journal of Climate**, v. 29, n. 15, p. 5575–5588, 2016.

LATIF, M.; BARNETT, T. P. Interactions of the tropical oceans. **Journal of Climate**, v. 8, n. 4, p. 952–964, 1995.

LAU, N.-C.; NATH, M. J. The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. **Journal of Climate**, v. 9, n. 9, p. 2036–2057, 1996.

LAZENBY, M. J.; TODD, M. C.; WANG, Y. Climate model simulation of the South Indian Ocean Convergence Zone: mean state and variability. **Climate Research**, v. 68, n. 1, p. 59–71, 2016.

LEDUC, G. et al. Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. **Nature**, v. 445, n. 7130, p. 908–911, 2007.

LEE RODGERS, J.; NICEWANDER, W. A. Thirteen ways to look at the correlation coefficient. **The American Statistician**, v. 42, n. 1, p. 59–66, 1988.

LÉLÉ, M. I.; LESLIE, L. M.; LAMB, P. J. Analysis of low-level atmospheric moisture transport associated with the west African monsoon. **Journal of Climate**, v. 28, n. 11, p. 4414–4430, 2015.

LEVANG, S. J.; SCHMITT, R. W. Centennial changes of the global water cycle in CMIP5 models. **Journal of Climate**, v. 28, n. 16, p. 6489–6502, 2015.

LIEBMANN, B. et al. Seasonality of African precipitation from 1996 to 2009. **Journal of Climate** v 25, n 12, 2012.

LIU, B. et al. Global atmospheric moisture transport associated with precipitation extremes: mechanisms and climate change impacts. **WIREs Water**, v. 7, n. 2, 2020.

LIU, A. et al. Impact of Indian Ocean dipole on Atlantic Niño predictive skill. **Environmental Research Letters**, v. 18, n. 7, e074015, 2023.

LUO, J.-J.; SASAKI, W.; MASUMOTO, Y. Indian Ocean warming modulates Pacific climate change. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 109, n. 46, p. 18701–18706, 2012.

MÄCHEL, H.; KAPALA, A.; FLOHN, H. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: characteristics of seasonal and interannual variability. **International Journal of Climatology**, v. 18, n. 1, p. 1–22, 1998.

MANHIQUE, A. J. et al. Extreme rainfall and floods in southern Africa in January 2013 and associated circulation patterns. **Natural Hazards**, v. 77, n. 2, p. 679–691, 2015.

MANN, H. B. Non-parametric tests against trend. **Econometria**. 1945. v. 13. v. 246, 1945.

MARENGO, J. A. et al. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, Issue 12, p. 2261–2280, 2004.

MARTÍN-REY, M.; RODRÍGUEZ-FONSECA, B.; POLO, I. Atlantic opportunities for ENSO prediction. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 16, p. 6802–6810, 2015.

MAY, W. Simulated changes of the Indian summer monsoon under enhanced greenhouse gas conditions in a global time-slice experiment. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 7, p. 22-1-22–4, 2002.

MEEHL, G. A. et al. Atlantic and Pacific tropics connected by mutually interactive decadal-timescale processes. **Nature Geoscience**, v. 14, n. 1, p. 36–42, 2021.

MORIOKA, Y.; TOZUKA, T.; YAMAGATA, T. How is the Indian Ocean subtropical dipole excited? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 7, p. 1955–1968, 2013.

MUNDAY, C.; WASHINGTON, R.; HART, N. African low-level jets and their importance for water vapor transport and rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 48, n. 1, e2020GL090999, 2021.

NICHOLSON, S. E.; GRIST, J. P. The seasonal evolution of the atmospheric circulation over west Africa and equatorial Africa. **Journal of Climate**, v. 16, n. 7, p. 1013–1030, 2003.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, 1996.

NYAKWADA, W.; OGALLO, L.; OKOOLA, R. E. The Atlantic-Indian Ocean dipole and its influence on east African seasonal rainfall. **Journal of Meteorology and Related Sciences**, v. 3, p. 21–35, 2009.

ORIHUELA-PINTO, B. et al. Coupled feedbacks from the tropical Pacific to the Atlantic meridional overturning circulation. **Geophysical Research Letters**, v. 50, n. 20, e2023GL103250, 2023.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York: AIP, 1993.

PEREIRA, C. **Atmospheric circulation over Southern Africa and its relationship with regional rainfall**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia e Oceanografia) - Universidade de Lisboa, Lisboa, 2022.

PÉREZ-ALARCÓN, A. et al. Moisture source identification for precipitation associated with tropical cyclone development over the Indian Ocean: a Lagrangian approach. **Climate Dynamics**, v. 60, n. 9, p. 2735–2758, 2023.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2, p. 205–212, 2001.

POKAM, W. M.; DJIOTANG, L. A. T.; MKANKAM, F. K. Atmospheric water vapor transport and recycling in Equatorial Central Africa through NCEP/NCAR reanalysis data. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 9–10, p. 1715–1729, 2012.

QUANTE, M.; MATTHIAS, V. Water in the Earth's atmosphere. **Journal de Physique IV (Proceedings)**, v. 139, n. 1, p. 37–61, 2006.

RAO, K. G.; GOSWAMI, B. N. Interannual variations of sea surface temperature over the Arabian sea and the Indian monsoon: a new perspective. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 558–568, 1988.

RAO, S. A. et al. Why is Indian Ocean warming consistently? **Climatic Change**, v. 110, n. 3, p. 709–719, 2012.

RAPOLAKI, R. S. et al. Moisture sources associated with heavy rainfall over the Limpopo River Basin, southern Africa. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 5, p. 1473–1487, 2020.

REBOITA, M. S. et al. The South Atlantic subtropical anticyclone: present and future climate. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, 2019.

RICHTER, I.; XIE, S.-P. Moisture transport from the Atlantic to the Pacific basin and its response to North Atlantic cooling and global warming. **Climate Dynamics**, v. 35, n. 2–3, p. 551–566, 2010.

RIDDLE, E. E.; COOK, K. H. Abrupt rainfall transitions over the Greater Horn of Africa: observations and regional model simulations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D15, 2008.

RODERICK, M. L. et al. A general framework for understanding the response of the water cycle to global warming over land and ocean. **Hydrology and Earth System Science**, p. 15, 2014.

RODRÍGUEZ, J. M. et al. Using moisture conservation to evaluate oceanic surface freshwater fluxes in climate models. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 1, p. 205–219, 2011.

RODRÍGUEZ-FONSECA, B. et al. Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 20, 2009.

ROXY, M. K. et al. The curious case of Indian Ocean warming. **Journal of Climate**, v. 27, n. 22, p. 8501–8509, 2014.

ROXY, M. K. et al. Indian Ocean warming. In: KRISHNAN, R. et al. (Ed.). **Assessment of climate change over the Indian region: a report of the Ministry of Earth Sciences (MoES)**. Singapore: Springer, 2020. p. 191–206.

SAHASTRABUDDHE, R. et al. Indian Summer monsoon rainfall in a changing climate: a review. **Journal of Water and Climate Change**, v. 14, n. 4, p. 1061–1088, 2023.

SAJI, N. H. et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, n. 6751, p. 360–363, 1999.

SALINGER, M. J.; RENWICK, J. A.; MULLAN, A. B. Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 14, p. 1705–1721, 2001.

SCHMITT, R. W.; WIJFFELS, S. E. The role of the Oceans in the global water cycle. In: MCBEAM, G. A.; HANTEL, M. (Ed.). **Interactions between global climate subsystems**. [S.l.]: AGU, 1993. p. 77–84.

SCHMITTNER, A.; APPENZELLER, C.; STOCKER, T. F. Enhanced Atlantic freshwater export during El Niño. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 8, p. 1163–1166, 2000.

SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, v. 513, n. 7516, p. 45–53, 2014.

SCHOTT, F. A.; XIE, S.-P.; MCCREARY JUNIOR, J. P. Indian Ocean circulation and climate variability. **Reviews of Geophysics**, v. 47, n. 1, 2009.

SEGELE, Z. T.; LAMB, P. J.; LESLIE, L. M. Large-scale atmospheric circulation and global sea surface temperature associations with Horn of Africa June–September rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 8, p. 1075–1100, 2009.

SENA, A. C. T.; MAGNUSDOTTIR, G. Influence of the Indian Ocean dipole on the large-scale circulation in South America. **Journal of Climate**, v. 34, p. 6057–6068. 2021.

SHUKLA, R. P.; RAI, S.; PANDEY, A. C. Southern and Tropical Indian Ocean SST: a possible predictor of winter monsoon rainfall over south India. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 3, n. 4, p. 440–449, 2013.

SINGH, H. A. et al. A mathematical framework for analysis of water tracers: Part 1: development of theory and application to the preindustrial mean state. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 8, n. 2, p. 991–1013, 2016.

SKLIRIS, N. et al. Global water cycle amplifying at less than the Clausius-Clapeyron rate. **Scientific Reports**, v. 6, n. 1, e38752, 2016.

SLINGO, J. et al. The meteorology of the Western Indian Ocean, and the influence of the East African Highlands. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 363, n. 1826, p. 25–42, 2005.

SOUZA, C. A.; REBOITA, M. S. Ferramenta para o monitoramento dos padrões de teleconexão na América do Sul. **Terrae Didactica**, v. 17, e021009, 2021.

SPRINTALL, J. et al. The Indonesian seas and their role in the coupled ocean–climate system. **Nature Geoscience**, v. 7, n. 7, p. 487–492, 2014.

STOHL, A.; JAMES, P. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: moisture transports between Earth's ocean basins and river catchments. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 6, p. 961–984, 2005.

TASCHETTO, A. S.; AMBRIZZI, T. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall? **Climate Dynamics**, v. 38, n. 7, p. 1615–1628, 2012.

TERRAY, P. et al. Impacts of Indian and Atlantic oceans on ENSO in a comprehensive modeling framework. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 7, p. 2507–2533, 2016.

TRENBERTH, K. E. Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change. **Climatic Change**, v. 39, n. 4, p. 667–694, 1998.

TRENBERTH, K.; FASULLO, J.; SMITH, L. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 7/8, p. 741–758, 2005.

TRENBERTH, K. E. et al. Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 4, p. 758–769, 2007.

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; MACKARO, J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses. **Journal of Climate**, v. 24, n. 18, p. 4907–4924, 2011.

TSENG, W.-L. et al. Characterizing Atlantic interhemispheric teleconnection established by South American monsoon in austral summer. **Environmental Research Letters**, v. 18, n. 7, e074003, 2023.

TUNDISI, J. G. Ciclo hidrológico e gerenciamento integrado. **Ciência e Cultura**, v. 55, p. 3, 2003.

TZORTZI, E. et al. Tropical Atlantic salinity variability: new insights from SMOS. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 10, p. 2143–2147, 2013.

UEDA, H. et al. Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 6, 2006.

VECCHI, G. A.; SODEN, B. J. Global warming and the weakening of the tropical circulation. **Journal of Climate**, v. 20, n. 17, p. 4316–4340, 2007.

VELLINGA, M.; WOOD, R. A. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. **Climatic Change**, v. 54, n. 3, p. 251–267, 2002.

VERA, C. et al. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63-78. 2006.

VERA, C. S. et al. Seasonal cycle of precipitation variability in South America on intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 5, p. 1991–2001, 2018.

VIGAUD, N. et al. Moisture transport between the South Atlantic Ocean and southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. **Climate Dynamics**, v. 32, n. 1, p. 113–123, 2009.

WALKER, N. D. Links between South African summer rainfall and temperature variability of the Agulhas and Benguela Current systems. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 95, n. C3, p. 3297–3319, 1990.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Academic Press, 2006.

WANG, C. ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. In: DIAZ, H. F.; BRADLEY, R. S. (Ed.). **The Hadley circulation: present, past and future**. Dordrecht: Springer, 2004. p. 173–202.

WANG, C. Three-ocean interactions and climate variability: a review and perspective. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 7, p. 5119–5136, 2019.

WANG, H. et al. Quality Assessment of Sea Surface Salinity from Multiple Ocean Reanalysis Products. **Journal of Marine Science and Engineering**, v. 11, n. 1, p. 54, 2023.

WATTERSON, I. G. et al. Analysis of CMIP6 atmospheric moisture fluxes and the implications for projections of future change in mean and heavy rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. S1, p. E1417–E1434, 2021.

WENEGRAT, J. O. et al. A century of observed temperature change in the Indian Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 49, n. 13, e2022GL098217, 2022.

WU, M.-L. C. et al. African easterly jet: structure and maintenance. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4459–4480, 2009.

XIE, S.-P. et al. Global warming pattern formation: sea surface temperature and rainfall. **Journal of Climate**, v. 23, n. 4, p. 966–986, 2010.

XULU, N. G. et al. Climatology of the mascarene high and its influence on weather and climate over Southern Africa. **Climate**, v. 8, n. 7, p. 86, 2020.

YADAV, R. K.; SRINIVAS, G.; CHOWDARY, J. S. Atlantic Niño modulation of the Indian summer monsoon through Asian jet. **NPJ Climate and Atmospheric Science**, v. 1, n. 1, p. 1–11, 2018.

YANG, J.-C. et al. Interannual variability of tropical Atlantic-to-Pacific moisture transport linked to ENSO, Atlantic Niño, and the freshwater budget in the northwestern tropical Atlantic. **Journal of Climate**, p. 1–61, 2021.

YANG, Y. et al. Moisture transport and contribution to the continental precipitation. **Atmosphere**, v. 13, n. 10, p. 1694, 2022.

YU, L. A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. C10, 2011.

YU, L. et al. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: a synthesis review. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1472, n. 1, p. 76–94, 2020.

ZELEKE, T. et al. Spatial and temporal variability of summer rainfall over Ethiopia from observations and a regional climate model experiment. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, n. 3, p. 665–681, 2013.

ZHANG, L.; HAN, W. Indian Ocean dipole leads to Atlantic Niño. **Nature Communications**, v. 12, n. 1, p. 5952, 2021.

ZHANG, L.; HAN, W.; SIENZ, F. Unraveling causes for the changing behavior of the tropical Indian Ocean in the past few decades. **Journal of Climate**, v. 31, n. 6, p. 2377–2388, 2018.

ZHANG, R.; DELWORTH, T. L. Impact of the Atlantic multidecadal oscillation on North Pacific climate variability. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 23, 2007.

ZHANG, W.; VILLARINI, G.; WEHNER, M. Contrasting the responses of extreme precipitation to changes in surface air and dew point temperatures. **Climatic Change**, v. 154, n. 1–2, p. 257–271, 2019.

ZHENG, Y. et al. Rapid changes in northeastern tropical Pacific Ocean surface salinity due to trans-basin moisture transport in recent decades. **Climate Dynamics**, v. 56, n. 7, p. 2245–2257, 2021.

ZIKA, J. D. et al. Improved estimates of water cycle change from ocean salinity: the key role of ocean warming. **Environmental Research Letters**, p. 11, 2018.

ZUO, H. et al. **OCEAN5: The ECMWF ocean reanalysis system and its real-time analysis component**. [S.l.]: ECMWF, 2018.