



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/10.30.00.23-TDI

IMPACTO DA AMPLIFICAÇÃO DO CICLO SAZONAL DAS CHUVAS E DO DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL NORTE

Nelson de Almeida Gouveia

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi, aprovada em 16 de agosto de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45MJST5>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

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

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

Presidente:

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

Membros:

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/10.30.00.23-TDI

IMPACTO DA AMPLIFICAÇÃO DO CICLO SAZONAL DAS CHUVAS E DO DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL NORTE

Nelson de Almeida Gouveia

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Sensoriamento
Remoto, orientada pelo Dr.
Douglas Francisco Marcolino
Gherardi, aprovada em 16 de
agosto de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45MJST5>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gouveia, Nelson de Almeida.

G745i Impacto da amplificação do ciclo sazonal das chuvas e do desmatamento da Amazônia sobre o Oceano Atlântico tropical norte / Nelson de Almeida Gouveia. – São José dos Campos : INPE, 2021.

xxiii + 116 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/10.30.00.23-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientador : Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi.

1. Bacia Amazônica. 2. Ciclo hidrológico. 3. Pluma do Rio Amazonas. 4. Sensoriamento remoto. 5. Modelagem numérica.
I.Título.

CDU 528.8:556.1(292.88)



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

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

MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR**DEFESA FINAL DE TESE DE NELSON DE ALMEIDA GOUVEIA**
BANCA Nº 209/2021, REG 133426/2017

No dia 16 de agosto de 2021, às 09h00min, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Sensoriamento Remoto. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca Examinadora e revisão final pelo(s) orientador(es).

Título: “IMPACTO DA AMPLIFICAÇÃO DO CICLO SAZONAL DAS CHUVAS E DO DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL NORTE”

Membros da banca:

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo - Presidente - INPE
Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi - Orientador - INPE
Dr. Luiz Eduardo Oliveira e Cruz de Aragão - Membro Interno - INPE
Dr. Jhan-Carlo Espinoza Villar - Membro Externo - Université Grenoble Alpes/IRD
Dr. Eduardo Tavares Paes - Membro Externo - UFRA-ISARH



Documento assinado eletronicamente por **Douglas Francisco Marcolino Gherardi, Tecnologista**, em 19/08/2021, às 14:25 (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 **Luiz Eduardo Oliveira E Cruz de Aragão, Chefe da Divisão de Observação da Terra e Geoinformática**, em 19/08/2021, às 14:29 (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 **Evlyn Marcia Leão de Moraes Novo, Pesquisador**, em 19/08/2021, às 17:56 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **EDUARDO TAVARES PAES (E), Usuário Externo**, em 02/09/2021, às 07:31 (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 <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **7976593** e o código CRC **A2D61472**.

“A ciência nunca resolve um problema sem criar pelo menos outros dez.”

George Bernard Shaw

“Dedico essa tese à minha querida mãe Maria da Conceição Pereira de Almeida Gouveia (in memoriam), cujo empenho em me educar e incentivar o estudo acima de tudo, sempre esteve em primeiro lugar. Aqui estão alguns resultados dos seus esforços. ”

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer a Deus por me guiar e me dar forças durante essa etapa e por ter colocado pessoas especiais ao longo dessa jornada.

Expresso a minha mais profunda gratidão ao meu orientador Dr. Douglas Gherardi, por me ter dado a oportunidade e infraestrutura para desenvolver a minha pesquisa no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Agradeço-lhe pela sua excelente orientação, por me ensinar, ao longo dos anos a desenvolver o meu olhar científico além de me apoiar nas minhas ideias. Também agradeço ao Dr. Luiz Aragão por sempre ter interesse na minha pesquisa e por sempre estar disponível para discutir ideias e contribuir com melhorias na pesquisa.

Ao Dr. Jean Carlo Espinoza e ao Dr. Sly por me ajudarem com a simulação hidrológica e pelo interesse em contribuir com a pesquisa

Agradeço ao Dr. Eduardo Paes por sempre ter me incentivado na minha jornada acadêmica e por sempre estar disponível para discutir trabalhos e ideias.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) pelo financiamento concedido por meio bolsa de doutorado - Código Financeiro 001. Além disso, agradeço ao grupo do Laboratório de estudos do oceano e Atmosfera (LOA) por me cederem espaço para usar o cluster kerana para que eu realizasse meus experimentos hidrodinâmicos oceânicos.

A meu pai José Manuel Matias Gouveia por sempre estar próximo dando força e apoio e que muitas vezes se doou e renunciou a diversas coisas, para que eu pudesse realizar os meus sonhos. Quero dizer que essa conquista não é só minha, é nossa.

A Taiana Passos, que jamais me negou apoio, carinho, incentivo e companheirismo. Obrigado por aguentar tantas crises de estresse e ansiedade.

A Mainara Gouveia e Stella Coelho pela ajuda no meu aprendizado com o modelo oceânico hidrodinâmico. A Eliana Rosa pela parceria e apoio durante o período final da tese. Não foi fácil, mas reusamos bravamente até o final!

Aos amigos Paulo Ruiz, Fábio Pamplona, Kaio Gasparini e Rodrigo Lorena por toda força e apoio prestado durante esse período. Obrigado pelos inúmeros conselhos, frases de motivação e puxões de orelha.

Agradeço a todos que tiveram envolvidos direta e indiretamente.

RESUMO

A pluma de baixa salinidade do Rio Amazonas participa de importantes processos oceânicos e atmosféricos que influenciam o clima. Nas últimas três décadas, a intensificação do ciclo hidrológico na bacia do Rio Amazonas (BRA) aumentou a variabilidade interanual do total de água doce aportada no oceano. Enquanto isso, altas taxas de desmatamento (média de 10.333,34 km² ano⁻¹ entre 2002 e 2018) foram observadas na BRA, principalmente nas porções sul e sudeste. Atualmente, o impacto dessas mudanças no oceano Atlântico Norte Tropical (ATN) não é totalmente compreendido. Assim, esta pesquisa investigou como as variações no ciclo hidrológico da BRA e as tendências de desmatamento podem influenciar a resposta cinemática e termodinâmica no ATN, com foco na pluma do Rio Amazonas (PRA). Isso foi alcançado por meio de: (1) análise de dados de sensoriamento remoto, *in situ* e de reanálise para avaliar as relações observadas entre os componentes hidrológicos da BRA e a PRA entre 2002 e 2017; e (2) usando o modelo hidrológico (MGB-IPH) e oceânico (ROMS) para simular os impactos do desmatamento e do agravamento da intensificação nas variáveis oceânicas para o período de 1992 a 2015. Os resultados da primeira abordagem indicam uma tendência positiva de precipitação de 15 mm / ano na bacia amazônica ocidental a qual segue o aquecimento de longo prazo do Atlântico tropical. Isso contribuiu para o aumento na quantidade total de água doce descarregada no oceano e reduziu a salinidade da pluma do Rio Amazonas em 3,5% por ano na Contra Corrente Equatorial Norte (CCNE). A análise também mostrou que a água acumulada verticalmente na porção oeste da bacia do Rio Amazonas é responsável pela maior parte da diminuição na salinidade superficial do ATN. Com base nesses resultados, foi proposto um modelo conceitual para o processo de feedback que explica a intensificação do ciclo hidrológico da Amazônia. As simulações numéricas permitiram identificar que o desmatamento provoca uma redução sistemática das vazões dos rios na BRA em todas as estações sazonais, principalmente na porção sul. A redução da quantidade de água doce para o oceano é acompanhada por uma tendência de diminuição na área da pluma do Rio Amazonas de 23,4 x 10³ km² / década. Resultando no aumento resultante na salinidade da superfície do mar que contribui para reduzir a estratificação da superfície do oceano que aumenta a profundidade da camada de mistura, reduzindo a espessura da camada de barreira, a temperatura da superfície do mar e os fluxos de calor latente para atmosfera. Por outro lado, o aumento da intensificação atua de forma oposta ao desmatamento, aumentando a vazão dos rios na BRA, principalmente na porção norte, impondo uma tendência positiva na quantidade de água despejada no oceano. Este cenário leva a tendência de aumento da área da pluma, redução da salinidade, aumento da estratificação, redução da profundidade da camada de mistura, aumento da espessura da camada de barreira e aumento da temperatura da superfície do mar e fluxos de calor latente para a atmosfera. Conclui-se que esses dois processos atuando concomitantemente dentro da BRA têm consequências opostas sobre o ATN, impactando diretamente na dinâmica oceânica.

Palavras-chave: Bacia Amazônica. Ciclo Hidrológico. Pluma do Rio Amazonas. Sensoriamento Remoto. Modelagem Numérica. Desmatamento.

IMPACT OF THE AMPLIFICATION OF SEASONAL RAINFALL CYCLE AND DEFORESTATION IN THE AMAZON ON THE TROPICAL NORTH ATLANTIC OCEAN

ABSTRACT

The Amazon River low-salinity plume takes part in important ocean and atmosphere processes that influence climate. In the last three decades, the intensification of the hydrological cycle in the Amazon river basin (ARB) has increased the interannual variability of total freshwater discharged into the ocean. Meanwhile, high deforestation rates (average of $10,333.34 \text{ km}^2\text{year}^{-1}$ between 2002 and 2018) were observed in the ARB, mainly in the southern and southeastern portions. Currently, the impact of these changes in the Tropical North Atlantic Ocean (TNAO) is not fully understood. Thus, this research investigated how variations in the hydrologic cycle of the ARB and the concurrent deforestation trend, may influence the kinematic and thermodynamic response in the TNAO, with a focus on the Amazon river plume (ARP). This was achieved by: (1) analyzing in situ and remote sensing data to assess the observed relationships between the hydrological components of the ARB and the ARP between 2002 and 2017; and (2) using hydrological (MGB-IPH) and oceanic (ROMS) models to simulate the impacts of deforestation and intensification aggravation on oceanic variables from 1992 to 2015. Results of the first approach indicate that a positive precipitation trend of 15 mm/year in the western Amazon basin follows the long-term warming of the tropical Atlantic. This increased the total amount of freshwater discharged into the ocean and reduced the Amazon River plume salinity by 3.5% per year in the North Equatorial Counter Current (NECC). The analysis showed that the vertically accumulated water on the western portion of the Amazon River basin is responsible for the decrease in surface salinity of the TNAO. Based on these results we propose a process-oriented model of the feedback process that explains the intensification of the Amazon hydrological cycle. The numerical simulations allowed to identify that deforestation causes a systematic reduction in the river discharge in the ARB during all seasons, mainly in the southern portion. The reduced inflow of freshwater into the ocean is accompanied by a decreasing trend in the area of the Amazon River plume of $23.4 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{decade}$. The resulting increase in sea surface salinity contributes to reduce surface ocean stratification and increases the mixed layer depth, reducing the barrier layer thickness, sea surface temperature and latent heat fluxes. On the other hand, the increase in intensification acts in the opposite way to deforestation, increasing river flows in the ARB, especially in the northern portion, imposing a positive trend in the amount of water discharged into the ocean. This scenario leads to increase trend of plume area, reduced salinity, increase in stratification, reduced mixing layer deep and increased barrier layer thickness, and increased sea surface temperature and latent heat fluxes to atmosphere. It is concluded that these two

processes acting concurrently within the ARB have opposite consequences over the TNAO, directly impacting ocean dynamic.

Keywords: Amazon basin. Hydrological cycle. Amazon River plume. Remote Sensing. Numerical Modeling. Deforestation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 - Representação esquemática do ciclo hidrológico da bacia Amazônica.....	6
Figura 3.2 - (a) temperaturas da superfície tropical do Atlântico (5°S a 20°N), e (b) entrada de vapor de água na Bacia Amazônica com base na reanálise do ERA Interim.....	9
Figura 3.3 - Tendências na precipitação (painéis superiores) e temperatura (painéis inferiores) durante análises anuais, do período seco e chuvoso na bacia do Rio Amazonas (BRA).	9
Figura 3.4 - Efeito do desflorestamento nos componentes hidrológicos em regiões tropicais.	11
Figura 3.5 - (a) Média mensal de setembro da SSM estimada por Gouveia et al. (2019) com o recorte da região de exportação de vórtices da CCNE (linhas pretas); (b) Análise de hovmooler da região de exportação de vórtices da CCNE.	13
Figura 4.1 - Área de estudo compreendendo as porções continental (bacia amazônica) e oceânica.	26
Figura 4.2 - Classificação do uso e cobertura da terra para o cenário controle (a) e considerando o BAU 2050(b) e as URHs (c e d) obtidas a partir de cada cenário de uso e cobertura da Terra, respectivamente.....	30
Figura 4.3 - Fluxograma apresentando as os produtos extraídos a partir das técnicas de geoprocessamento	31
Figura 4.4 - Fluxograma esquemático apresentando o experimento que relaciona o desmatamento da BRA e a intensificação do ciclo hidrológico com a porção oeste do Atlântico tropical norte.	38
Figura 5.1 - Mapas da BRA mostrando a correlação pixel a pixel das anomalias sazonais (Novembro-Abril (estação chuvosa) e Junho-Outubro (estação seca))..	40
Figura 5.2 - (a) série temporal da SSM _{CCNE} (2002-2017) e (b) a sua tendência. (c) A distância máxima percorrida pela ARp para leste, medida a partir de 55°W,	

mostrando que as exportações anuais máximas são diferentes entre 2002-2008 e 2009-2019 (linhas tracejadas) ($p < 0,05$ para o teste Mann-Whitney)	42
Figura 5.3 - Mapas de correlação entre a precipitação (TRMM) e as anomalias SSM _{CCNE} para as defasagens de 0 (esquerda) e 1 mês (direita).....	43
Figura 5.4 - (a) Regressão entre velocidade do vento zonal de superfície a 10 metros (u_{10}) contra a extensão máxima a leste do SSSNECC, a linha azul representa o ajuste linear. (b) gráfico de velocidades de vento de superfície zonal a 10 metros (vermelho) e extensão máxima a leste do SSM _{CCNE} (verde). (c) Regressão entre a magnitude da velocidade do vento de superfície a 10 metros e a extensão máxima a leste da SSM _{CCNE} , a linha azul representa o ajuste linear. (d) Gráfico da magnitude da velocidade do vento de superfície a 10 metros (vermelho) e extensão máxima a leste da SSM _{CCNE} (verde).....	44
Figura 5.5 - (a) somas cumulativas para anomalias SSM _{CCNE} e índices climáticos ENM, NTA, e AMO indicando tendências temporais. A faixa vermelha destaca a transição 2009-2010. (b) Efeitos de somas cumulativas de NTA, ENM, e AMO sobre o SSM _{CCNE} representados por resíduos parciais normalizados.....	46
Figura 5.6 - Tendência anual da diferença entre precipitação (P) e evaporação (E) calculada a partir dos dados Era-interim para o período entre 2002 e 2017, disponível em: interim	48
Figura 5.7- Modelo conceitual do impacto da intensificação hidrológica da Bacia Amazônica na porção oeste do Atlântico Tropical Norte.....	50
Figura 5.8 - Mapas de diferenças relativas sazonais (1992-2015) entre os cenários de vazões baseados nas URH (desmatado - controle) para os composites sazonais: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.	52
Figura 5.9 - Comparação entre as vazões na estação de Óbidos para os cenários controle e desmatado BAU (1992-2015). (b) variabilidade interanual das diferenças das vazões (desmatamento BAU – controle), aplicou-se uma média móvel de 12 pontos para remover as variabilidades menores que 1 ano. (c) decomposição das diferenças das vazões por estação do ano.	54
Figura 5.10 - Mapas de diferenças sazonais na SSM (1992-2015) entre o cenário desmatado e controle para (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.	56

Figura 5.11 - Diferenças sazonais dos módulos de u e v, painéis da primeira e segunda linha, respectivamente. E diferenças na TSM, Painéis na terceira linha.	58
Figura 5.12 - Diferenças sazonais entre o cenário desmatado e controle(1992-2015) para CMO (primeira linha) ECB(segunda linha) e fluxo de calor latente (terceira linha).	60
Figura 5.13 - Avaliação da variação da área da PRA (a) entre os cenários de desmatamento e controle. (b) variação relativa da área da PRA entre o cenário de desmatamento e controle	62
Figura 5.14 - Diferenças temporais nas variáveis oceânicas (SSM, TSM, fluxo de calor latente, CMO, ECB, u e v) entre o cenário de desmatamento e controle para o mês de setembro na via de exportação da CCNE.	64
Figura 5.15 - Mapas de diferenças relativas entre os cenários de vazões (intensificação - controle) para os períodos sazonais das URH: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.....	66
Figura 5.16 - (a) Comparação entre os regimes hidrológicos na estação de óbidos para ps cenários controle e intensificado(1992-2015). (b) variabilidade interanual (intensificado – controle), aplicou-se uma média móvel de 12 pontos para remover as variabilidades menores que 1 ano. (c) diferenças relativas por estação do ano.....	67
Figura 5.17 - Mapas de diferenças sazonais na SSM(1992-2015) entre o cenário intensificado e o controle para (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.....	69
Figura 5.18 - Diferenças sazonais entre os cenários de intensificação e controle(1992-2015) nos módulos de u e v, painéis da primeira e segunda linha, respectivamente. E diferenças na TSM, painéis na terceira linha.	71
Figura 5.19 - Diferenças sazonais entre o cenário intensificado e controle(1992-2015) para CMO (primeira linha) ECB(segunda linha) e fluxo de calor latente (terceira linha).	72
Figura 5.20 - Avaliação da variação da área da PRA entre os cenários de intensificação e controle(a). (b) variação relativa das áreas entre o cenário de intensificado e controle.....	74

Figura 5.21 - Diferenças temporais nas variáveis oceânicas (SSM, TSM, fluxo de calor latente, CMO, ECB, u e v) entre o cenário de desmatamento e controle para o mês de setembro na via de exportação da CCNE.	75
Figura A.1 - Estações fluviométricas utilizadas para comparação entre os dados in situ (linha vermelha) e modelados pelo MGB (linha preta tracejada) entre 1992 a 2015.	104
Figura A.2 - Comparação entre dados de vazão in situ e modelado pelo MGB para as estações de 1 a 84 da Figura A1.....	105
Figura B.1 - Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE(coluna da direita) para a SSM (2010-2015) entre o cenário controle e o SMOS na porção oeste do Atlântico tropical Norte.....	113
Figura B.2 - Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE(coluna da direita) para o módulo de u (2010-2015) entre o cenário controle e o OSCAR na porção oeste do Atlântico tropical Norte.....	114
Figura B.3 - Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE (coluna da direita) para a v(2010-2015) entre o cenário controle e os dados do OSCAR na porção oeste do Atlântico tropical Norte.....	115
Figura B.4 - Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE(coluna da direita) para a TSM(2010-2015) entre o cenário controle e os dados do OSTIA na porção oeste do Atlântico tropical Norte.....	116

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

PRA	Pluma do Rio Amazonas
CNB	Corrente Norte do Brasil
CG	Corrente da Guiana
CCNE	Contra Corrente Norte Equatorial
ZCIT	Zona de convergência intertropical
OATN	Oeste do Atlântico Tropical Norte
TSM	Temperatura da superfície do mar
BRA	Bacia do Rio Amazonas
ENOS	El Niño Oscilação Sul
SALLJ	Jato de baixa altitude Sul americano
AA	Água armazenada na bacia
ATN	Atlântico Tropical Norte
GAM	Modelo aditivo generalizado
PE	Precipitação-Evaporação
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
PMR	Sensores de microondas passivos
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TMI	TRMM-Microwave Imager
GPM	Global Precipitation Measurement
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment

MGB-IPH	Modelo Hidrológico de Grandes Bacias
ROMS	<i>Regional Ocean Modeling System</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
ORE-HYBAM	Observatório Hidrogeodinâmico da Bacia Amazônica
LOESS	<i>Locally Estimated Scatterplot Smoothing</i>
CRU	<i>Climate Research Unit</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
POP	Parallel Ocean Program
SMOS	<i>Soil Moisture Ocean Salinity</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
OSCAR	<i>Ocean Surface Current Analyses Real-time</i>
CMO	camada de mistura oceânica
ECB	Espessura da camada de barreira
ET	Evapotranspiração
P	Precipitação
E	Evaporação
Q	Escoamento
I	Infiltração
BAU	<i>business-as-usual</i>
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
MAM	Março-Abril-Maio
JJA	Junho-Julho-Agosto
SON	Setembro-Outubro-Novembro

SUMÁRIO

	Pág.
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	4
2.1 Geral	4
2.2 Específicos	4
3 REFERENCIAL TEÓRICO	5
3.1 Ciclo hidrológico da Bacia do Rio Amazonas	5
3.1.1 Variabilidade sazonal dos componentes hidrológicos	5
3.1.2 Variabilidade interanual dos componentes do ciclo hidrológico da BRA	7
3.1.3 Influência da variabilidade climática e da cobertura da terra sobre o ciclo hidrológico	8
3.2 Impacto do ciclo hidrológico da BRA no Atlântico Tropical Norte	12
3.3 Como investigar a relação entre o ciclo hidrológico da BRA e a circulação do Atlântico tropical.....	14
3.3.1 Dados utilizados no estudo do ciclo hidrológico da BRA.....	14
3.3.1.1 Precipitação	16
3.3.1.2 Armazenamento de água na bacia	18
3.3.1.3 Evapotranspiração	18
3.3.1.4 Estresse hídrico	19
3.3.2 O uso de modelos numéricos.....	20
3.3.2.1 Modelo de Grandes Bacias (MGB-IPH)	20
3.3.2.2 Regional Ocean Model System (ROMS).....	23
4 MATERIAL E MÉTODOS.....	25
4.1 Relação entre os componentes hidrológicos da BRA e a variabilidade do Oceano Atlântico tropical Norte	25
4.1.1 Dados e metodologia	25
4.1.2 Análise dos dados	28
4.2 Impacto da intensificação e do desmatamento da BRA no Atlântico Tropical	29

4.2.1	Modelagem hidrológica	29
4.2.1.1	Unidade de resposta hidrológica.....	29
4.2.1.2	Discretização da bacia.....	31
4.2.1.3	Forçantes climáticas	32
4.2.1.4	<i>Warm up</i> e validação	32
4.2.2	Modelagem oceânica	32
4.2.2.1	Linha de costa e batimetria.....	33
4.2.2.2	Forçantes.....	33
4.2.2.3	Condições iniciais e de contorno	34
4.2.2.4	Spin-up.....	34
4.2.2.5	Avaliação das simulações realizadas com o ROMS	35
4.2.2.6	Cálculo da camada de mistura e da espessura da camada barreira	35
4.3	Desenho experimental.....	36
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
5.1	Influência da Bacia do Rio Amazonas sobre a Salinidade da superfície do mar na porção oeste do Atlântico tropical Norte	39
5.2	A SSM _{CCNE} como indicador do ciclo hidrológico BRA.....	41
5.3	Impacto do desmatamento e sobre o Atlântico Tropical Norte	51
5.3.1	Resposta do oceano às alterações de vazão na BRA causadas pelo desmatamento	55
5.3.2	Impacto de desmatamento na área da pluma e na região da retroflexão da CCNE.....	61
5.3.3	Resposta do oceano às alterações de vazão na BRA causadas pelas tendências de intensificação projetadas até 2050	65
5.3.4	Impacto da intensificação hidrológica na pluma e no caminho de exportação de água da CCNE	68
6	CONCLUSÃO.....	77
6.1	Quais os impactos observados da variabilidade dos componentes hidrológicos da BRA sobre o oceano Atlântico Tropical Norte?.....	77
6.2	Como o desmatamento, seguindo a projeção BAU para 2050 afetaria a dinâmica do oceano no Atlântico Tropical Norte?.....	78

6.3 Como o agravamento do cenário de intensificação afetaria a dinâmica do oceano no Atlântico Tropical Norte?	80
6.4 Perspectivas futuras	80
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
APÊNDICE A – AVALIAÇÃO ENTRE AS VAZÕES IN SITU E SIMULADAS PELO MGB PARA A BRA.....	104
APÊNDICE B – COMPARAÇÃO DAS VARIÁVEIS OCEÂNICAS SIMULADAS COM ROMS COM PRODUTOS OBSERVACIONAIS	113

1 INTRODUÇÃO

A bacia amazônica introduz, anualmente, $6,6 \times 10^3 \text{ km}^3$ de água doce no oceano Atlântico tropical Norte, representando cerca de 50% da água de origem continental descarregada no Oceano Atlântico (DAI; TRENBERTH, 2002; KOROSOV et al., 2015; SALISBURY et al., 2011). Esta água, aportada no oceano, forma a Pluma do Rio Amazonas (PRA), a qual é transportada por mais 1.000 km de distância da costa por quatro principais vias de exportação de água (COLES et al., 2013; MASSON; DELECLUSE, 2001; GOUVEIA et al., 2019): a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Corrente da Guiana (CG), os vórtices anticiclônicos de núcleo quente formados pela retroflexão da CNB (FRATANTONI et al., 2006) e pela Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) (COLES et al., 2013; MASSON; DELECLUSE, 2001).

Os máximos de descarga do Rio Amazonas acontecem entre Abril e Maio, quando a zona de convergência intertropical (ZCIT) migra para o norte e os campos de vento dentro da plataforma estão mais fracos. Entre Junho e Julho a descarga fluvial começa a alimentar a CCNE quando, em Setembro, 70% da água da PRA é exportada para leste por esta via entre 8° e 10°N de latitude (LENTZ; LIMEBURNER, 1995). A PRA influencia uma série de processos importantes como o sequestro de carbono a partir da produção primária (GOUVEIA et al., 2019; MEDEIROS et al., 2015; STUKEL et al., 2014; SUBRAMANIAM et al., 2008), o fluxo de calor (FIELD, 2007; FOLTZ; MCPHADEN, 2008), a formação da camada barreira (BALAGURU et al., 2012; PAILLER et al., 1999; VARONA et al., 2019), circulação oceânica (COLES et al., 2013) e Atmosférica (JAHFER et al., 2017). Balaguru et al. (2012) mostraram que existe forte relação entre a camada de barreira e a intensificação de furacões que passam pela porção Oeste do Atlântico Tropical Norte (OATN), devido ao aumento da Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Somado a isto, anomalias positivas de TSM na pluma do Rio Amazonas influenciam o clima de verão no oeste do Atlântico Norte, Mar do Caribe, Golfo do México e América Central (JAHFER et al., 2017). Dessa forma à variabilidade da descarga do Rio Amazonas é um fator chave para mudanças na PRA (LIUNG et al, 2020;

MOLLERI et al., 2010; HU et al., 2004; MULLER-KARGER et al., 1988; SALISBURY et al., 2011; ZENG et al., 2008).

A vazão do Rio Amazonas responde à variabilidade e à intensidade da precipitação sobre a Bacia do Rio Amazonas (BRA). O ciclo hidrológico da BRA é um sistema complexo influenciado tanto pelas características da própria bacia (como por exemplo: as características do solo, da vegetação, e do uso e cobertura terra) quanto pela dinâmica dos oceanos Atlântico e Pacífico. A umidade produzida no Oceano Atlântico Tropical juntamente com sua constante reciclagem através da bacia são as principais fontes de água para precipitação na região amazônica (DRUMOND et al., 2014; MARENGO, 2006; ENFIELD, 1996; ELTAHIR; BRAS, 1994). A primeira influencia a parte norte da BRA, enquanto a segunda depende da evapotranspiração (SORI et al., 2018). A porção noroeste da BRA e partes dos Andes concentram as maiores taxas de precipitação (> 2500 mm em média por ano) (ESPINOZA et al., 2009; ESPINOZA et al., 2015), as quais estão ligadas ao deslocamento sazonal da ZCIT. Este processo é regulado pelo gradiente de TSM do Atlântico Tropical (XIE; CARTON, 2004). Além disso, o balanço entre a precipitação e evapotranspiração da BRA indica a presença de um sumidouro de umidade na região com precipitação geralmente superando a evapotranspiração (GUEDES et al., 2016; MARENGO, 2006; MARENGO, 2005). Por outro lado, o oceano Pacífico age como forçante remota, durante eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS), modulando o posicionamento da ZCIT, que altera os padrões de precipitação sobre a BRA (MARENGO et al., 2011; YOON; ZENG, 2010; XIE; CARTON, 2004)

Vários estudos recentes identificaram mudanças no ciclo hidrológico na BRA nas últimas 3 décadas, apresentando alta frequência de inundações e secas extremas associadas a processo de evaporação oceânica, o qual modula a precipitação dentro da bacia (ESPINOZA et al., 2014; GLOOR et al., 2013; MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2011). Esta amplificação no ciclo sazonal das chuvas será tratada como intensificação do ciclo hidrológico da BRA. Outro fator que influencia no ciclo hidrológico da BRA é a alteração do uso e cobertura da terra. Entre 2002 e 2018, a BRA registrou elevadas taxas de desmatamento com uma perda média de 10.333,34 km²/ano (INPE, 2019). O

desmatamento altera diretamente o equilíbrio energético e hídrico da região ao reduzir a evapotranspiração e o aumento do escoamento superficial e subsuperficial (ARAGÃO, 2012). Estudos mostram uma ampliação na duração da estação seca ao longo das últimas décadas (NOBRE et al., 1991; SAMPAIO et al., 2007; SPRACKLEN et al., 2012), bem como secas extremas na escala interanual (DA SILVA et al., 2008; BAGLEY et al., 2014). Spracklen et al. (2012) mostraram que o desmatamento, considerando o cenário baseado em Soares-Filho et al. (2006) em que se assume que as tendências atuais de desmatamento continuarão até 2050, denominado em inglês business-as-usual (BAU), reduz a reciclagem da água e provoca uma redução de até 40 % da precipitação, principalmente da porção sul da BRA, durante o período seco.

Todos esses processos descritos acima irão impactar a quantidade total de água aportada para o oceano Atlântico tropical e os efeitos da retroalimentação entre estes. Entretanto não se conhece os impactos dessas mudanças na dinâmica do oceano Atlântico Tropical Norte e como essas mudanças afetam os padrões climáticos da Amazônia. Atualmente, com a crescente capacidade dos sistemas de observação da Terra e a disponibilidade de conjuntos de dados globais de alta qualidade permitem novas possibilidades de abordar questões ambientais críticas, a partir da integração de processos globais, regionais e locais na interface continente-oceano. Aliado a isso, os modelos hidrológicos, oceânicos e do sistema terrestre constituem importantes ferramentas para estudar os impactos das mudanças no ciclo hidrológico na OATN (veja, por exemplo: Sorí et al. (2018), Jahfer et al. (2017), Sorribas et al. (2016), Coles et al. (2013), Vizy e Cook (2010).

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

Diante do exposto na seção anterior, o objetivo geral do trabalho é determinar como as variações no ciclo hidrológico da Bacia do Rio Amazonas, relacionadas ao clima (intensificação do ciclo hidrológico) e a mudanças no uso e cobertura da terra (desmatamento), podem influenciar a dinâmica oceânica no Atlântico Tropical Norte.

2.2 Específicos

- i. Identificar os padrões de covariação entre os componentes hidrológicos da BRA e a principal via de exportação de água através da CCNE;
- ii. Avaliar, por meio de análises estatísticas e de séries temporais, os possíveis impactos observados, entre 2002 e 2016, da intensificação do ciclo hidrológico amazônico na porção oeste do oceano Atlântico Tropical Norte;
- iii. Investigar o impacto do desmatamento, considerando o cenário BAU para 2050 no comportamento cinemático e termodinâmico do Oceano Atlântico Tropical Norte;
- iv. Analisar o impacto do possível agravamento da intensificação do ciclo hidrológico da BRA no comportamento cinemático e termodinâmico do Oceano Atlântico Tropical Norte;

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 Ciclo hidrológico da Bacia do Rio Amazonas

3.1.1 Variabilidade sazonal dos componentes hidrológicos

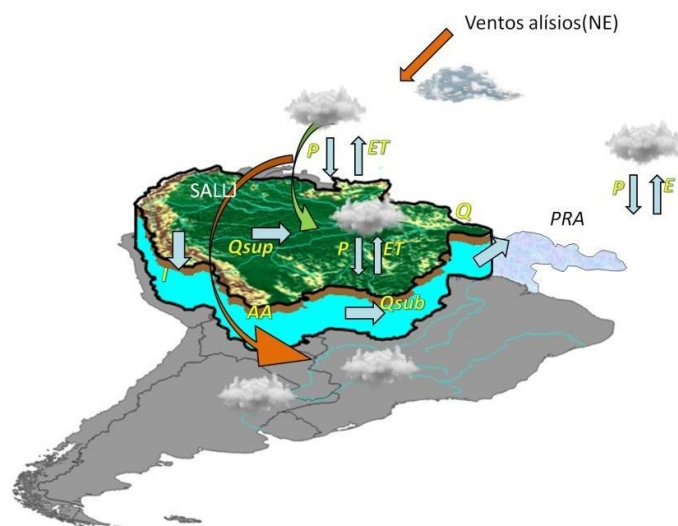
Quando se trata do ciclo hidrológico é necessário determinar as características da vegetação e quantificar os fluxos dos componentes hidrológicos, como por exemplo, precipitação, evaporação, transpiração, infiltração e escoamento dentro de uma bacia. Neste sentido a BRA abriga a maior floresta tropical do mundo (SORÍ et al., 2018), caracteriza-se por apresentar elevadas taxas de precipitação (média de 2200 mm/ano) com alta variabilidade espacial, onde as maiores chuvas (>3000 mm/ano) concentram-se no Noroeste, sudeste, próximo ao delta do Amazonas e também em porções dos Andes (ESPINOZA et al., 2009b; ESPINOZA et al., 2015). Além disso, esta transfere diariamente grandes volumes de água da superfície terrestre para a atmosfera por meio de sua evapotranspiração (média de 1570 mm/ano, de acordo com Marengo (2005)), influenciando nos padrões climáticos regionais e globais (SPRACKLEN et al., 2012; WANG; FU, 2002; CARVALHO et al., 2011).

Os fluxos de água no sistema atmosfera-continente-oceano relacionados à BRA respondem aos padrões de circulação atmosférica da América do Sul, uma vez que esta transporta, para dentro da bacia, a umidade do Oceano Atlântico pelos ventos alísios de leste. Conseqüentemente, quando essa umidade, somada a evapotranspiração da BRA, chega aos Andes, o fluxo torna-se anticiclônico, formando uma espécie de corredor de umidade sobre a bacia, atualmente denominado de "rios voadores", os quais fluem em paralelamente aos Andes em direção ao sul da Amazônia (ARRAUT; SATYAMURTY, 2009; ARRAUT et al., 2012; MARTINEZ; DOMINGUEZ, 2014). Assim, devido à diferença de altitude entre os Andes e o planalto brasileiro, essa umidade fica confinada e posteriormente é transportada para outras regiões da América do Sul pelo Jato de Baixa Altitude Sul Americano (SALLJ) (MARENGO, 2005; MARTINEZ; DOMINGUEZ, 2014; ARRAUT et al., 2012). Dentre essas regiões de destino, pode-se citar a bacia do Rio da Prata, que se estende pelo Brasil, Uruguai, Bolívia, Paraguai e Argentina, sendo a segunda maior bacia hidrográfica do

Brasil com cerca de 1.400.000km². Nesta bacia, 70% de seus recursos hídricos dependem da evapotranspiração da floresta Amazônica (ENT et al., 2010). Uma representação esquemática do ciclo hidrológico da BRA pode ser observada na Figura 3.1.

Ainda na escala sazonal, a BRA possui padrões de precipitação diferenciados entre as porções Norte e Sul. Sorí et al. (2018) utilizaram um modelo dispersivo Lagrangeano (FLEXPART - FLEXible PARTicle dispersion model) para estudar o transporte de umidade para as bacias do Rio Negro (porção Norte) e Madeira (porção Sul). Assim, esses autores constataram que a bacia do Rio Negro recebe a maior quantidade de umidade de fontes oceânicas, do Atlântico tropical Norte, durante o verão austral e do Atlântico Tropical Sul durante o inverno austral. Em contrapartida, a bacia do Rio Madeira recebe maior umidade das fontes terrestres (da porção Norte e Sul da própria bacia). As diferenças nos padrões de precipitação citadas acima também foram evidenciadas por Espinoza et al. (2009b).

Figura 3.1 - Representação esquemática do ciclo hidrológico da bacia Amazônica.



Apresentando as componentes do Ciclo (linhas azuis): precipitação (P), evaporação (E), evapotranspiração (ET), escoamento (Q), infiltração (I) e água armazenada na bacia (AA). Juntamente com processo de reciclagem (linha verde) e transporte pelos ventos alísios e Jato Sul americano de baixos Níveis (do inglês SALLJ (linhas laranjas). E por fim a pluma do Rio Amazonas (PRA).

Fonte: Produção do autor.

3.1.2 Variabilidade interanual dos componentes do ciclo hidrológico da BRA

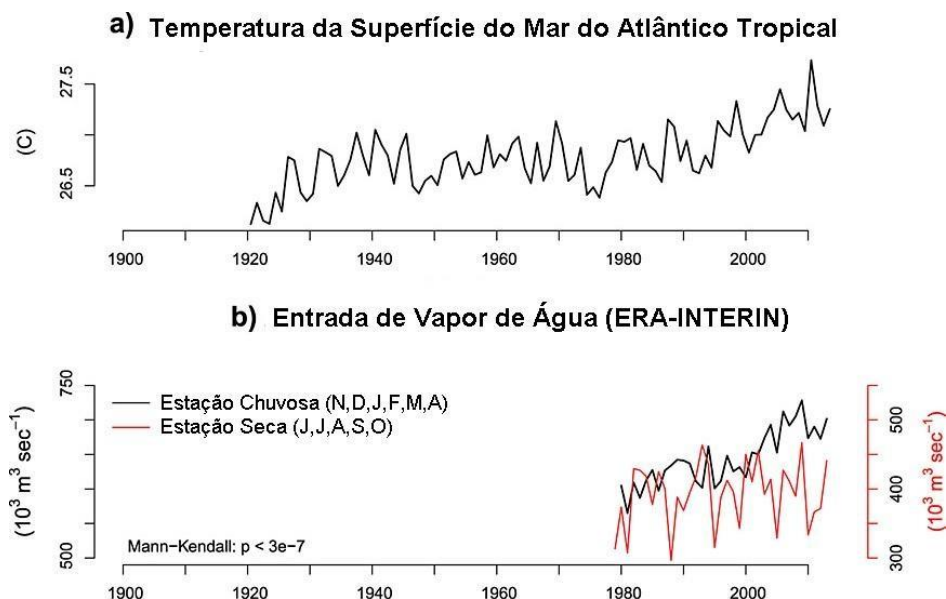
Estudos mostram que existem dois processos principais que controlam a variabilidade interanual do ciclo hidrológico da BRA. O El Niño Oscilação Sul (ENOS) e as anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte (ATN) (MOURA; SHUKLA, 1981; COSTA; FOLEY, 1999; MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2011; YOON; ZENG, 2010). Por exemplo, as anomalias positivas de TSM do ATN fazem com que a ZCIT fique estacionada mais ao norte do que o normal, causando uma redução das chuvas na BRA (XIE; CARTON, 2004). Por outro lado, a influência do ENOS se consolida por meio de um processo de teleconexão atmosférica entre o Pacífico e o Atlântico. Assim, com o aumento das anomalias positivas de TSM no Pacífico ocorre um deslocamento para Leste da célula de Walker e com isso, ocorre a extensão do trem de ondas de Rossby na alta troposfera do Pacífico leste equatorial até o Atlântico Tropical Norte (KAYANO et al., 1988; HASTENRATH, 1976). Isso faz com que o ATN se aqueça e influencie a posição mais ao Norte da ZCIT. Cabe ressaltar, que esse processo de teleconexão ocorre com atraso de aproximadamente 7 meses entre o início do processo no pacífico até a chegada no Atlântico sul (SOARES et al., 2014; KAYANO et al., 2013). De acordo com Yoon e Zeng (2010), existem algumas diferenças entre os dois mecanismos principais que regulam a variabilidade interanual das chuvas na BRA, de modo que o efeito das anomalias de TSM, associadas ao gradiente meridional inter-hemisférico no Oceano Atlântico intertropical, atue sobre a precipitação amazônica, concentrando-se na estação seca (julho a outubro). Enquanto que as anomalias de TSM causadas pelo ENOS alteram os padrões de precipitação principalmente durante a estação chuvosa na maior parte da BRA (dezembro a abril), concentrando-se preferencialmente na porção Norte e central da bacia, sendo as anomalias positivas de precipitação associadas à La Niña e anomalias negativas com a fase El Niño (MARENGO et al., 2011; COSTA; FOLEY, 1999), ou seja, períodos mais chuvosos e mais secos, respectivamente.

3.1.3 Influência da variabilidade climática e da cobertura da terra sobre o ciclo hidrológico

Nesta seção serão discutidos fatores que influenciam o ciclo hidrológico da BRA relacionados a dois processos concorrentes que vem atuando sobre ela nas ultimas décadas 3 décadas: a variabilidade climática e as alterações nos padrões de uso e cobertura da terra.

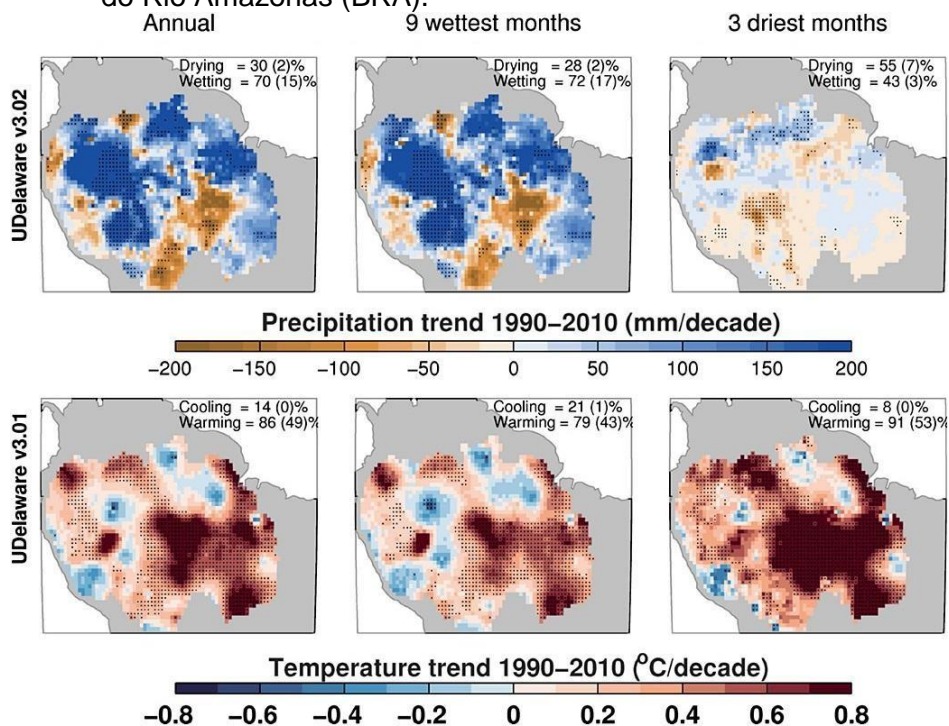
Neste sentido, vários estudos mostram que o ciclo hidrológico da BRA se tornou mais variável nas últimas três décadas quando comparado às décadas anteriores, caracterizado por inundações extremas (2008–2009, 2011–2012 e 2013–2014) e fortes secas (2005, 2007 e 2010) (MARENGO et al., 2008; MARENGO et al., 2011; GLOOR et al., 2013; ZENG et al., 2008, ESPINOZA et al., 2014). Uma explicação é que este fenômeno é ocasionado pelo aquecimento da superfície do oceano, mais especificamente pelo rápido aquecimento do Atlântico tropical ao longo das últimas décadas, associado possivelmente ao aquecimento global (Figura 3.2a) (GLOOR et al., 2015). Essas temperaturas mais elevadas provocam um aumento da concentração de vapor d'água sobre o oceano, o qual é posteriormente transportado para a BRA causando o aumento da precipitação na estação chuvosa (GLOOR et al., 2013). Evidências do aumento de umidade sobre a BRA são apresentadas na Figura 3.2b. Além disso, observa-se também, um aumento na precipitação anual nas ultimas décadas (Figura 3.3, painéis superiores), principalmente nas porções Noroeste, Norte e central da BRA (Figura 3.3) (GLOOR et al., 2013; KITO et al., 2013).

Figura 3.2 - (a) temperaturas da superfície tropical do Atlântico (5°S a 20°N), e (b) entrada de vapor de água na Bacia Amazônica com base na reanálise de ERA Interim.



Fonte: Adaptado de Gloor et al. (2015).

Figura 3.3 - Tendências na precipitação (painéis superiores) e temperatura (painéis inferiores) durante análises anuais, do período seco e chuvoso na Bacia do Rio Amazonas (BRA).



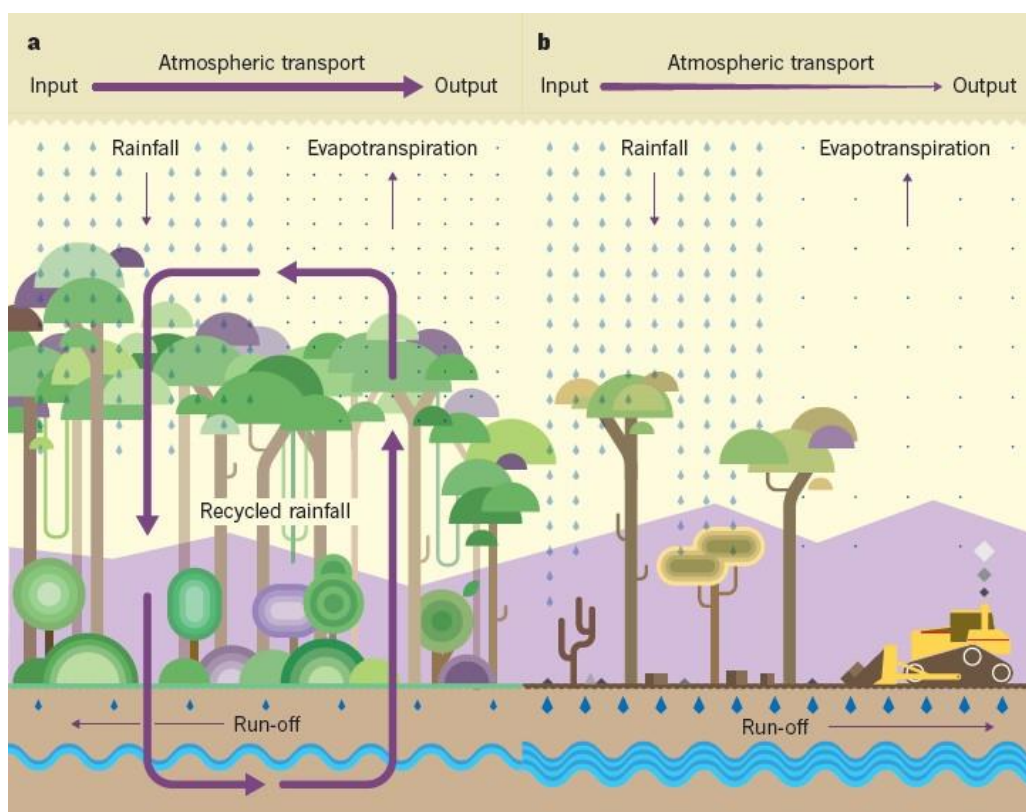
Fonte: Adaptado de Gloor et al. (2015).

Outra explicação para a “intensificação do ciclo hidrológico” na BRA é que esta se deve à variabilidade climática natural (MARENGO; ESPINOZA, 2016). Ou, como sugerido por Wang et al. (2011), é o resultado de um processo local, de mudança de uso e cobertura da terra, o qual afeta a dinâmica da vegetação que influencia na variabilidade multidecadal do ciclo hidrológico. Marengo e Espinoza (2016) fazem uma reconstrução histórica mostrando que é comum na Amazônia a ocorrência de cenários extremos, como por exemplo, a seca recorde detectada em Manaus em 1903. Além desta, outros eventos de secas extremas foram detectados em 1911-1912 e 1925-1926 e 1963-1964, relacionados muitas vezes, a: 1) duração variável dos períodos secos e chuvosos, 2) ação do El Niño, ou a 3) interação simultânea entre o El Niño e o aumento de temperatura do Atlântico Norte, posicionando a ZCIT mais ao Norte, e com isso enfraquece os ventos alísios de Nordeste, diminuindo a quantidade de umidade transportada para dentro da BRA.

Outra questão amplamente discutida na literatura científica é o impacto no ciclo hidrológico da BRA provindo das mudanças do uso e cobertura da terra. Essas mudanças afetam significativamente o balanço hídrico e energético da superfície através de mudanças no fluxo líquido de radiação, evapotranspiração e escoamento da água (ARAGÃO, 2012; MARENGO, 2006). Costa et al. (2003) ao analisarem a vazão e a precipitação na bacia do Rio Tocantins desde o final da década de 1970, constataram que a vazão apresentou tendência de aumento enquanto a precipitação não. Assim, este padrão foi atribuído a mudanças no uso e cobertura da terra. Nesta mesma linha de raciocínio, Callede et al. (2010) sugerem que a tendência de aumento da vazão em Óbidos, entre 1945 e 1998, poderia estar associada ao desmatamento. Em algumas áreas da BRA houve um desmatamento intenso, principalmente na região sudoeste e oeste (MÜLLER et al., 2011; FEARNSSIDE, 2005). Essa remoção da cobertura vegetal causou redução na evapotranspiração, reduzindo o fluxo de vapor de água dos solos para a atmosfera, conseqüentemente diminuindo a precipitação (ENT et al., 2010; DIAS, 2002). A Figura 3.4 apresenta uma estrutura esquemática dos possíveis impactos do desmatamento sobre o ciclo hidrológico da BRA, dentre eles: a redução na evapotranspiração, aumento do escoamento superficial e

subsuperficial e redução no processo de reciclagem da umidade (ARAGÃO, 2012). Além disso, as queimadas e a incêndios florestais que ocorrem principalmente durante a estação seca, também afetam o ciclo hidrológico da BRA. Diferente do desmatamento, o impacto inicial ocasionado por essa biomassa queimada é o transporte de aerossóis para a atmosfera, aumentando os núcleos de condensação, e conseqüentemente aumentando a precipitação (ANDREAE, 2004).

Figura 3.4 - Efeito do desflorestamento nos componentes hidrológicos em regiões tropicais.



(a) o cenário de floresta intacta e (b) considerando o desmatamento de (a).
Fonte: Aragão (2012).

Por outro lado, estudos mostram que se o desmatamento na BRA ocorrer em grande escala (>40% da BRA), os *feedbacks* atmosféricos podem reduzir significativamente a precipitação regional (COE et al., 2009; COSTA et al., 2007,

SAMPAIO et al., 2007; SPRACKLEN et al., 2012; COSTA; FOLEY, 2000). O princípio é que a remoção da floresta aumente o albedo, contribuindo para uma redução da radiação líquida superficial, levando a uma menor convergência de umidade sobre a bacia, provocando uma menor reciclagem da água, e conseqüentemente uma redução da precipitação.

Neste sentido discutem-se as projeções de desmatamento considerando-se o cenário BAU, em que se assume que as tendências atuais de desmatamento continuarão; todas as estradas programadas serão pavimentadas dentro do prazo, o cumprimento das leis sobre terras protegidas será baixo e nenhuma nova área protegida será criada (SOARES-FILHO et al., 2006). Estima-se que até o ano de 2050, o desmatamento total será cerca de 50% da floresta da BRA. Isso levanta a seguinte questão que será abordada na Seção 5.3: Quais os impactos, caso atinja-se o cenário de desmatamento BAU para 2050, sobre o total de água aportada no oceano e as implicações disso sobre os comportamentos cinemáticos e termodinâmicos oceânicos?

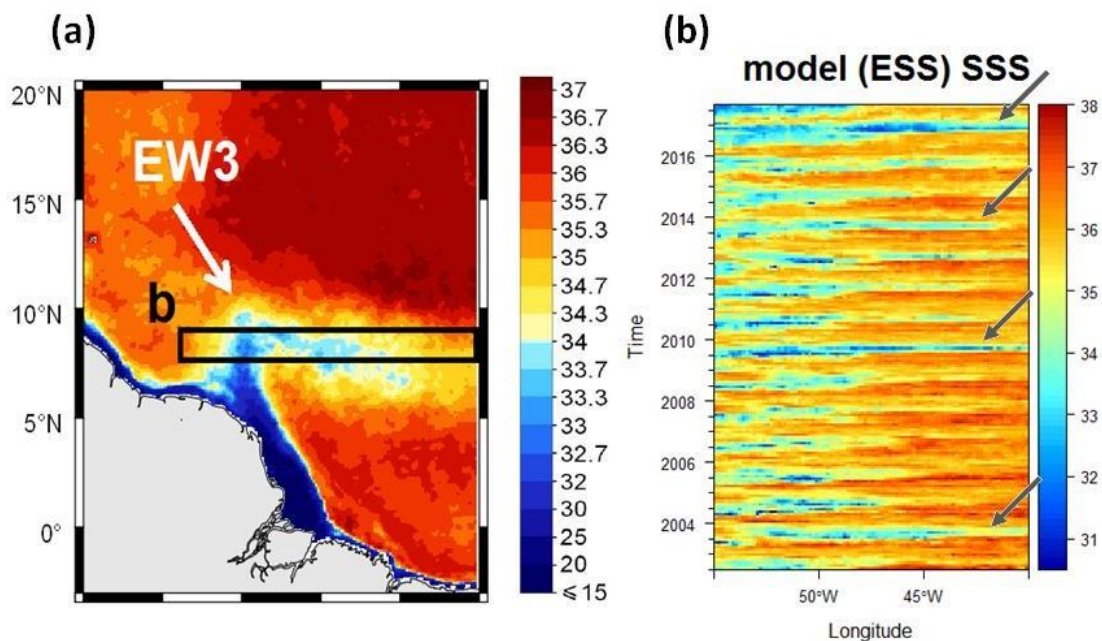
3.2 Impacto do ciclo hidrológico da BRA no Atlântico Tropical Norte

Considerando os processos de alteração do ciclo hidrológico da BRA descritos na seção anterior, pode-se especular que existam conseqüências destas sobre a dinâmica do oceano Atlântico Tropical Oeste. Gloor et al. (2015) identificam tendências de aumento na amplitude de vazão na estação fluviométrica de Óbidos, desde 1970. A estação de Óbidos pode ser considerada como um indicador (*proxy*) da descarga da BRA, pois ela drena cerca de 80% da BRA (CALLÈDE et al., 2010). Somado a isso, tem sido observado um aumento nas tendências de precipitação na porção central e Norte da Bacia Amazônica desde 1990 (Figura 3.3, painéis superiores). Dentre as possíveis causas para esses aumentos, estão o desmatamento, variabilidade do ciclo hidrológico (natural ou intensificação), mudanças climáticas e a variabilidade decadal.

Esta descarga tem como destino a porção Oeste do Atlântico Tropical Norte (OATN), criando uma pluma, que se estende mais de 1000 km em direção ao oceano (FOURNIER et al., 2015; MOLLERI et al., 2010; COLES et al., 2013). O

contato entre a água doce da pluma e o oceano modifica a SSM local (FERRY; REVERDIN, 2004; MASSON; DELECLUSE, 2001), tornando-a uma boa indicadora da presença de águas de origem continental no oceano. Gouveia et al. (2019), usando modelo aditivo generalizado (GAM) identificou a relação da SSM com 5 bandas de reflectância de superfície do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* a bordo do satélite Aqua (MODIS-Aqua) na porção oeste do Atlântico Tropical Norte (OATN). A partir dessa relação, os mesmos autores estimaram a SSM e mostraram que existe uma tendência na redução dos valores de salinidade nas regiões de exportação de água tanto na região da CCNE (Figura 3.5a) quanto na região de exportação de vórtices. Além disso, percebe-se que existe uma tendência no aumento da exportação para leste da água doce na região da CCNE (veja setas pretas na Figura 3.5b). Para entender a conexão entre o ciclo hidrológico da BRA e a SSM no Atlântico tropical é importante determinar quais regiões da bacia exercem maior influência sobre a pluma (veja objetivo (i)).

Figura 3.5 - (a) Média mensal de setembro da SSM estimada por Gouveia et al. (2019) com o recorte da região de exportação de vórtices da CCNE (linhas pretas); (b) Análise de hovmooler da região de exportação de vórtices da CCNE.



Fonte: Adaptado de Gouveia et al. (2019).

Sabe-se também, que a pluma do Rio Amazonas influencia a velocidade das correntes superficiais do oceano (COLES et al., 2013). Estes autores verificaram que na região da Contra Corrente Norte Equatorial, a água sob influência da pluma tem maior velocidade (0, 26m/s) quando comparada com a água influenciada somente pelo oceano (0, 15m/s). Além disso, sabe-se que a pluma do Rio Amazonas cria uma espécie de barreira oceânica que contribui com a estratificação da SSM e essa película de água (que varia entre 0 a 30 metros de espessura (Balaguru et al. (2012) tende a aumentar a temperatura da superfície (COLES et al., 2013; GRODSKY et al., 2012; FERRY; REVERDIN, 2004; BALAGURU et al.,2012). Estas evidências levantam algumas perguntas que serão investigadas na Seção 5.1 e 5.2) Até que ponto as alterações no ciclo hidrológico da BRA interferem na circulação oceânica? Essa maior quantidade de água doce transportada para OATN, devido às tendências de aumento da precipitação na porção oeste da BRA, pode influenciar no comportamento cinemático e termodinâmico da OATN?

3.3 Como investigar a relação entre o ciclo hidrológico da BRA e a circulação do Atlântico tropical

Existem diversas formas de se estudar o ciclo hidrológico da BRA, dentre eles destacam-se a análise de séries temporais de dados *in situ*, de sensoriamento remoto e dados de reanálise e uso de modelos hidrológicos, oceânicos, modelos acoplados, modelos do sistema terrestre entre outros (como por exemplo: Sorí et al. (2018), Jahfer et al. (2017), Sorribas et al. (2016), Coles et al. (2013), Vizy e Cook (2010)). Este conjunto de abordagens possibilita a investigação integrada da hidrologia da BRA com a dinâmica do oceano Atlântico Tropical norte. Nesta seção serão abordadas, de forma detalhada, estas formas de estudo, tendo como ênfase os dados de sensoriamento remoto.

3.3.1 Dados utilizados no estudo do ciclo hidrológico da BRA

Como visto nas seções anteriores, existe um grande número de processos responsáveis pelo intercâmbio de água entre a atmosfera, continente e oceano,

os denominados componentes hidrológicos (ex.: precipitação, evaporação, transpiração, infiltração, escoamento). A quantificação destes ajuda a compreender a variabilidade do ciclo hidrológico da bacia do Rio Amazonas e permite estabelecer suas relações com processos oceânicos. Deste modo, esta seção discutirá as formas de quantificação dos principais dados utilizados nesse tipo de estudo com ênfase nos dados de sensoriamento remoto.

Desde a década de 1970 existem estudos voltados para a estimativa dos fluxos de água em larga escala na bacia Amazônica. Molion (1975) tentou quantificar alguns componentes do ciclo hidrológicos (evapotranspiração, vazão e precipitação) a partir de poucas estações de medições, aliado a modelos físicos de balanço hídrico. Mais tarde outros estudos basearam-se somente na análise de séries temporais de dados *in situ* de estações pluviométricas e fluviométricas, como por exemplo: Marengo et al. (1998) e Matsuyama (1992).

Por volta do final dos anos 1990 diversos centros de previsão do tempo e clima, dentre eles, o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e o *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF) começaram a disponibilizar dados globais de reanálise. A reanálise é um tipo de dado gerado a partir da interação (técnicas matemáticas) entre dados assimilados (observados) e os oriundos do resultado dos modelos. A cada passo de tempo os modelos numéricos incorporam na análise todos os dados observados disponíveis, gerando estimativas mais realistas. A partir dessa assimilação, podem-se fazer análises retrospectivas do clima (do inglês *retrospective analysis* = re-analyses).

Dentro da BRA alguns trabalhos compararam dados *in situ* com os provenientes de reanálise e identificaram incertezas significantes entre ambas as estimativas dos componentes hidrológicos (MARENGO, 2005; COSTA; FOLEY, 1999). Dentre os fatores atribuídos a essas incertezas, tem-se a cobertura limitada de dados espaciais dentro da bacia, causando uma escassez de dados para assimilação dos modelos de circulação (MARENGO, 2006). Apesar dessas incertezas, esses dados espaciais auxiliam a realização de estudos mais

abrangentes sobre o balanço hídrico regional, bem como sua variabilidade e tendências de longo prazo (MARENGO, 2006).

Ao final dos anos 1990, o sensoriamento remoto via satélite se tornou uma ferramenta importante e viável no estudo do ciclo hidrológico, principalmente em regiões onde existem poucas estações hidrometeorológicas como é o caso da BRA. No sensoriamento remoto são utilizados sensores orbitais passivos, ativos e de microgravidade. Abaixo será discutido como se quantificam os componentes do ciclo da água com o auxílio de sensores orbitais.

3.3.1.1 Precipitação

A precipitação estimada por sensoriamento remoto teve início com o uso de sensores no canal dos espectros visível e infravermelho (PETTY, 1995; BARRETT; MARTIN, 1983). Nessa metodologia, a precipitação era inferida a partir da temperatura de topo das nuvens (THIES et al., 2008; YAN; YANG, 2007; BA; GRUBER, 2001). Como exemplo, tem-se o satélite geostacionário *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES). Por outro lado, a radiação de micro-ondas interage fortemente com as partículas de precipitação e é relativamente insensível à cobertura de nuvens. Assim, algoritmos iniciais foram desenvolvidos para estimar a precipitação usando sensores de microondas passivos (PMR) e focaram principalmente o *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) a bordo das plataformas do programa *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP).

Em 1997, lançaram o satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), e a bordo dele o sensor passivo *TRMM-Microwave Imager* (TMI). O satélite TRMM também transporta um radar de precipitação, o TRMM (PR), sendo este um sensor ativo de micro-ondas coletando informações juntamente com o TMI. Outro sensor passivo que estima a precipitação é *Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observation System* (AMSR-E) a bordo do satélite EOS Aqua (DINKU; ANAGNOSTOU, 2005; KUMMEROW et al., 2001; EVANS et al., 1995). Em 2014 foi lançado o *The Global Precipitation Measurement* (GPM) que é a continuação do TRMM (cujas operações se

encerraram em 2015). O GPM utiliza uma constelação de sensores e incorpora nova geração de sensores TMI e PR.

Para estudos relacionados com a precipitação na BRA os produtos derivados do TRMM se mostram como os mais adequados, não apenas pela eficiência nas estimativas, mas também pela série temporal, de aproximadamente 19 anos, a qual permite compreender a dinâmica temporal da distribuição de chuvas na região bem como associado a situações de estresse hídrico (ZUBIETA et al., 2015; ZULKAFI et al., 2014; ARAGÃO et al., 2007). Este produto obtido de inúmeros sensores vem sendo muito utilizado para diversos tipos de estudos, dentre eles os relacionados à compreensão dos padrões de circulação na BRA (ZULKAFI et al., 2014), à variabilidade da precipitação intra-sazonal na BRA que por sua vez se relaciona aos padrões de circulação de grande escala (PACCINI et al., 2017); e ao impacto do desmatamento na precipitação Amazônica (SPRACKLEN; GARCIA-CARRERAS, 2015). Este também é utilizado como entrada em modelos hidrológicos (GUIMBERTEAU et al., 2012; PAIVA et al., 2011). Entretanto existem algumas incertezas associadas aos produtos oriundos desses dados (CONDOM et al., 2011; WARD et al., 2011; PAIVA et al., 2011; COLLISCHONN et al., 2007). Por exemplo, Collischonn et al. (2007) mostraram que o TRMM 3B42 subestima a precipitação na bacia amazônica, durante a estação chuvosa (considerada pelo autor de outubro a abril). Paiva et al. (2011) utilizaram o mesmo produto e mostraram que a precipitação média anual e o número médio anual de dias úmidos estimados pelo satélite foram menores (em torno de 5% e 6,5%, respectivamente) quando estiveram próximos a grandes corpos de água.

Apesar dos vieses presentes nos dados, isso não inviabiliza o uso desses produtos no estudo de processos hidrológicos, nem mesmo a utilização deles como entrada de modelos. Entretanto, para tentar reduzir esses erros, alguns produtos vêm sendo gerados a partir da fusão de dados de satélite e dados in situ. Como por exemplo, o TRMM-merge e o GPM imerge gerado e disponibilizado pelo INPE em <ftp://ftp.cptec.inpe.br/modelos/io/produtos/MERGE/>.

3.3.1.2 Armazenamento de água na bacia

O armazenamento de água é definido como a integração de todas as formas de água terrestre, incluindo águas superficiais, umidade do solo, água subterrânea, água do dossel, neve e geleiras (ZENG et al., 2012; RODELL et al., 2009). Os estudos de armazenamento de água na superfície da terra tornaram-se possíveis com o lançamento do satélite Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) (LETTENMAIER; FAMIGLIETTI, 2006; TAPLEY, 2004). Esta missão lançou em 2002 dois satélites idênticos (“irmãos”), com a missão de mapear com precisão o campo gravitacional da Terra por meio de medições da distância entre eles.

Na porção continental, os dados do GRACE expressam o geoide em altura equivalente da água, considerando que as variações gravitacionais observadas são causadas pela redistribuição da massa superficial (WAHR et al., 2004; WAHR et al., 1998). Na BRA artigos mostraram que os dados do GRACE fornecem estimativas confiáveis da dinâmica do armazenamento total de água (FRAPPART et al., 2013; BECKER et al., 2011; CHEN et al., 2010; XAVIER et al., 2010). Essas estimativas em média fornecem erros de 15 mm (em altura de água equivalente) (WAHR et al., 2004). O que é de fato, um erro bem pequeno, considerando que os pixels variam na ordem de unidades a dezenas de milímetros durante o ano na região amazônica.

3.3.1.3 Evapotranspiração

A Evapotranspiração (ET) é um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico. Entretanto, não é possível medir essa variável diretamente por meio do sensoriamento remoto. No entanto, existem 3 formas tradicionais para estimar a ET com base em dados de sensoriamento remoto: i) estatístico ou empírico no qual relaciona a ET a índices de vegetação calculados pelo sensoriamento remoto (NDVI, EVI, LAI) (JUNG et al., 2010; GLENN et al., 2008; NAGLER et al., 2005); ii) modelos físicos onde a ET é o resíduo do balanço de energia e para isso se usam dados do infravermelho termal (KUSTAS;

ANDERSON, 2009; ALLEN et al., 2007); iii) e modelos que utilizam a equação de Penman-Monteith (MU et al., 2007).

Na região da bacia Amazônica alguns trabalhos utilizam o produto de ET MOD16 que é obtido a partir do sensor MODIS (GETIRANA et al., 2014; LATHUILLIÈRE et al., 2012). Esse algoritmo utiliza o método de Penman Monteith. Nele, as informações de sensoriamento remoto utilizadas são o albedo, a cobertura da terra, o índice de área foliar e a fração da radiação fotossinteticamente ativa. Também utilizam-se dados de reanálise de radiação solar descendente, da temperatura do ar e do déficit de pressão de vapor real (MU et al., 2011). Outra metodologia que recentemente vem sendo aplicada na bacia amazônica consiste da equação do balanço hídrico (Equação 3.1), apresentando estimativas consistentes na região (SWANN; KOVEN, 2017).

$$\frac{ds}{dt} = P - Q - ET \quad (3.1)$$

Onde ds/dt é a variação de água acumulada na bacia, P é a precipitação, Q é o escoamento e ET é a evapotranspiração. Percebe-se que o termo ds/dt pode ser obtido pela diferença entre as estimativas do GRACE (vide Seção 3.3.1.2) em tempos consecutivos. Dessa forma obtém-se a Equação 3.2.

$$ET_{GRACE} = P - Q - \frac{ds}{dt} \quad (3.2)$$

3.3.1.4 Estresse hídrico

Outra variável importante que auxilia a compreender o ciclo hidrológico e que vem sendo quantificada por meio do sensoriamento remoto é o estresse hídrico. Esse conceito está relacionado com a falta (déficit hídrico) ou excesso de água (alagamento). Como observado em tópicos anteriores, nos quais a BRA apresenta uma tendência de aumento das precipitações no período chuvoso e

redução no período seco, assim, a cobertura florestal é diretamente influenciada por esse tipo alteração, e conseqüentemente a dinâmica dos fluxos de água para atmosfera, continente e oceano.

Dentre as abordagens utilizadas para quantificar esse estresse, alguns trabalhos utilizam os dados do GRACE (GETIRANA, 2016; THOMAS et al., 2014). Nesses trabalhos, o déficit hídrico é estimado pela subtração da média do ciclo sazonal da série de água armazenada. Em outras palavras, esse déficit é dado pelo cálculo da anomalia dos dados do GRACE. Outra metodologia utilizada por Aragão et al. (2007) na bacia amazônica, parte do princípio do balanço hídrico (Equação 3.1), de forma que esse déficit é calculado pela diferença entre os dados de precipitação do TRMM e um limiar de evapotranspiração baseado na literatura (100mm/mês). Assim, quando a precipitação mensal foi menor que 100mm/mês o píxel de floresta foi considerado em déficit hídrico.

3.3.2 O uso de modelos numéricos

Muitos trabalhos discutidos na Seção 3 utilizam técnicas de modelagem numérica para estudar processos relacionados aos componentes hidrológicos tanto no oceano quanto no continente. Nesses estudos, destacam-se vários tipos de modelos (SORÍ et al., 2018; JAHFER et al., 2017; SORRIBAS et al., 2016; COLES et al., 2013; VIZY; COOK, 2010; PAIVA et al., 2013; SILVEIRA et al., 2013; JOETZJER et al., 2013; GUIMBERTEAU et al., 2012). Nesta seção serão discutidos dois modelos, um hidrológico-hidrodinâmico o Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (MGB-IPH) e o modelo hidrodinâmico oceânico Regional Ocean Model System (ROMS).

3.3.2.1 Modelo de Grandes Bacias (MGB-IPH)

O modelo MGB-IPH é um modelo hidrológico distribuído de grande escala baseado em processo desenvolvido por Collischonn et al. (2007), com módulo hidráulico descrito em Paiva et al. (2011). Este modelo utiliza equações físicas e conceituais para simular o ciclo hidrológico terrestre: balanço de água no solo, balanço de energia e evapotranspiração, interceptação, geração de fluxo

superficial, sub-superficial e subterrâneo e fluxo fluvial. O MGB-IPH possui um histórico de aplicação na BRA e em outras bacias da America do sul dentre os artigos pode-se citar: Sorribas et al. (2016); Pontes et al. (2015); Fan et al. (2016); Paz et al. (2014); Collischonn et al. (2011); Paz et al. (2010); Bravo et al. (2012); Getirana et al. (2010); Collischonn et al. (2007).

Este modelo subdivide cada bacia em unidades de resposta hidrológica (URH), que são áreas com comportamento hidrológico similar e definido por uma combinação de mapas de solo e cobertura da terra (BEVEN, 2001; KOUWEN et al., 1993). Nestas URHs são computados de forma independente os balanços verticais de água e energia (Equação 3.3).

$$\frac{dW}{dt} = P - ET - D_{sup} - D_{int} - D_{bas} \quad (3.3)$$

Onde W é o armazenamento de água na camada de solo, P é a precipitação que atinge o solo, ET a evapotranspiração, D_{sup} é o escoamento superficial, D_{int} é o fluxo subsuperficial e D_{bas} é a percolação para o reservatório de água subterrânea. No balanço de água é utilizado o *Bucket Hydrology Model*. O balanço energético e evapotranspiração usam a abordagem de Penman Monteith, utilizando uma abordagem semelhante à de Wigmosta et al. (1994) (Equação 3.4).

$$ET = \left(\frac{\Delta \cdot A + \rho_A \cdot c_p \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right) \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (3.4)$$

Onde λ é o calor latente de vaporização, Δ é o gradiente da função de pressão de vapor saturado, A é a energia disponível, ρ_A é a densidade do ar, ρ_w a massa específica da água, c_p é o calor específico do ar úmido, D é o déficit de pressão de vapor, γ é a constante Psicrométrica, r_s é a resistência superficial da

cobertura do solo, r_a é a resistência aerodinâmica. Condições meteorológicas (temperatura do ar, radiação solar, velocidade do vento, precipitação, umidade relativa e pressão atmosférica) são prescritas para cada URH. A infiltração e D_{sup} são computados com base no conceito de área contribuidora variável do modelo ARNO (TODINI, 1996). O D_{int} segundo Brooks e Corey (RAWLS et al., 1993). O D_{bas} é calculado de acordo com uma relação linear simples entre o armazenamento de água do solo e o armazenamento máximo da água do solo. Em seguida, o fluxo gerado dentro de cada célula é encaminhado à rede de fluxo usando três reservatórios lineares.

O fluxo da água na bacia hidrográfica é propagado usando o módulo hidrodinâmico desenvolvido por Paiva et al., (2011). Este modelo resolve as equações completas de Saint Venant (CUNGE et al., 1980) (Equação 3.5 e 3.6). Estas equações representam as leis de conservação de massa e momento do canal em uma dimensão (1D),

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + b \frac{\partial h}{\partial t} = q_{cat} - q_{fl} \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{Q^2}{A} \right] + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gA(S_0 - S_f) \quad (3.6)$$

Onde Q é a descarga do rio, t é o tempo, x é a coordenada do espaço longitudinal do rio, b é a largura da seção transversal do rio na elevação da superfície livre, q_{cat} é o fluxo lateral de captação local (a soma do fluxo de superfície, subsuperfície e de base), q_{fl} é a troca de fluxo entre planície de inundação e rio, h é a profundidade de água, g é a aceleração da gravidade, A é a área de fluxo transversal perpendicular à direção do fluxo e S_0 e S_f são a inclinação de cama e a inclinação de atrito na direção x , respectivamente. A inclinação da fricção é estimada usando a equação de *Manning* e o fluxo nas confluências do rio é modelado usando uma equação de continuidade de massa simples e a equação energética descartando as perdas de energia e o termo cinético.

A inundação é simulada usando um modelo de armazenamento simples

(CUNGE et al., 1980), com base nos seguintes pressupostos: (i) a velocidade do fluxo paralelo à direção do rio é nula nas várzeas, (ii) as unidades de várzea atuam apenas como áreas de armazenamento e (iii) o nível da água da planície de inundação é igual ao nível da água no canal principal.

3.3.2.2 Regional Ocean Model System (ROMS)

O ROMS é um modelo oceânico hidrodinâmico regional de superfície livre que resolve as equações de Navier-Stokes por meio da média de Reynolds e do método das diferenças finitas (HAIDVOGEL et al., 2008), utilizando as aproximações hidrostática e a de Boussinesq (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005; SONG; HAIDVOGEL, 1994; PANZER et al., 2013). A aproximação de Boussinesq assume que as variações de densidade são pequenas em comparação com a densidade média e podem ser desprezadas, exceto no termo da força de empuxo da equação do momento vertical. A discretização vertical usa um sistema de coordenadas verticais seguindo o terreno (coordenadas sigma) em uma grade escalonada sobre topografia variável (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005; SONG; HAIDVOGEL, 1994).

Permitindo o aumento da resolução em áreas de interesse, como na termoclina e nas camadas de limite inferiores. Enquanto na grade horizontal, as equações são resolvidas usando coordenadas curvilíneas ortogonais ajustadas ao limite em uma grade C de Arakawa escalonada (ARAKAWA; LAMB, 1977). Neste tipo de grade as variáveis de estado (pontos de densidade) estão centralizadas no meio da caixa de grade, enquanto as velocidades são calculadas nos limites da grade. Por razões de eficiência computacional, o escalonamento de tempo é dividido explicitamente (do inglês “Split-explicit”), isto é, as equações integradas em profundidade são tratadas num passo de tempo mais curto (modo barotrópico) em relação as equações 3D completas (modo baroclínico).

Este modelo foi aplicado em diferentes regiões do mundo incluindo o oceano Atlântico sudoeste (DIAS et al., 2014; GOUVEIA et al., 2017; ENDO et al., 2019, GOUVEIA et al., 2021; LIMA et al., 2021). Enquanto na porção oeste do Atlântico tropical Norte alguns trabalhos utilizaram este modelo para estudar os processos

relacionados a plumas de águas do Amazonas e Orinoco (eg. NEWINGER et al., 2015; CHÈRUBIN; RICHARDSON, 2007). Chèrubin e Richardson (2007) fizeram simulações com o ROMS para estudar a influência das plumas de água doce da Amazônia e do Orinoco na corrente do Caribe. Newinger et al., (2015), tentaram identificar o potencial impacto da água doce do rio e da absorção de luz nas temperaturas oceânicas, na estabilidade e na intensidade dos ciclones tropicais.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Esta pesquisa foi desenvolvida por meio de duas abordagens. A primeira foi feita a partir da análise de dados *in situ*, sensoriamento remoto e reanálise com o objetivo de identificar a relação entre os componentes hidrológicos da BRA e a variabilidade do Oceano Atlântico tropical no período de 2002 a 2017 e como as recentes mudanças observadas na BRA influenciam na OATN. A segunda utilizou-se ferramentas de modelagem hidrológica e oceânica para investigar o impacto do agravamento da intensificação do ciclo hidrológico e do desmatamento da BRA na porção oeste do Atlântico Tropical Norte. Dessa forma, a Seção 4.1 descreverá as estratégias metodológicas utilizadas na primeira etapa e a Seção 4.2 as da segunda etapa.

4.1 Relação entre os componentes hidrológicos da BRA e a variabilidade do Oceano Atlântico tropical Norte

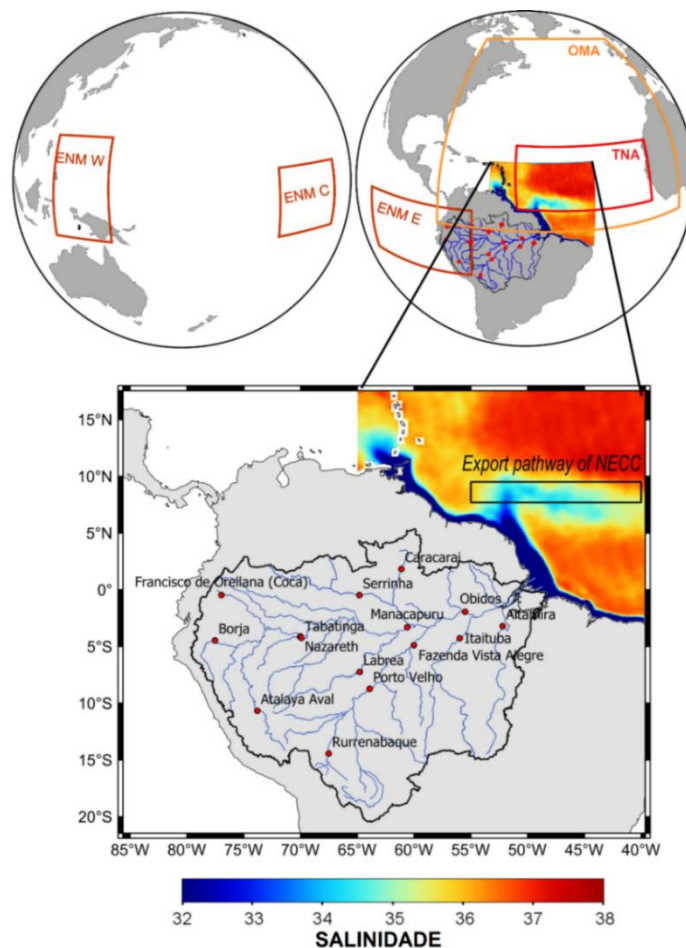
4.1.1 Dados e metodologia

A área de estudo compreende a bacia do Rio Amazonas e a porção oeste do oceano Atlântico Tropical Norte, com destaque na via de exportação de água da pluma do Rio Amazonas que se dá através da CCNE (Figura 4.1). A CCNE é responsável pela exportação de até 70% da água de baixa salinidade, direcionando-a para o interior do giro subtropical e do fluxo da CCNE (COLES et al., 2013), caracterizando-se por gradientes acentuados de salinidade.

Utilizaram-se dados mensais de julho de 2002 a agosto de 2017. As variáveis hidrológicas usadas na BRA foram (i) precipitação fornecido pelo produto TRMM 3B43v7 derivado de medidas dos sensores a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) com resolução espacial de 0,25° (HUFFMAN et al., 2007; HUFFMAN et al., 2010); (ii) armazenamento total de água integrado verticalmente (AIV) disponibilizado com 1° de resolução espacial por meio do produto RL05 do *German Research Centre for Geoscience* (DAHLE et al., 2012) e adquirido pelos sensores a bordo dos satélites da *Gravity Recovery and Climate Experiment*; (iii) vazão de rios de 16 estações

fluviométricas, localizadas ao longo dos principais rios da BRA, representando o escoamento das principais subbacias amazônicas (Madeira, Solimões, Xingu, Negro, e Tapajós) (Figura 4.1) obtidos do Observatório Hidrogeodinâmico da Bacia Amazônica (ORE-HYBAM); e (iv) SSM_{CCNE} (retângulo preto na Figura 4.1) estimada utilizando produtos do MODIS-Aqua seguindo a metodologia de Gouveia et al. (2019). Um sumário dos dados utilizados está apresentado na Tabela 4.1.

Figura 4.1 - Área de estudo compreendendo as porções continental (bacia amazônica) e oceânica.



Os pontos vermelhos dentro da bacia amazônica representam estações fluviométricas *in situ*, e a área do retângulo preto representa o caminho de água de exportação da CCNE delimitado por 55-40 ° W e 8-9,5 ° N. Este domínio de área fixa contém a extensão zonal máxima da água do rio e captura a variabilidade da SSM, sazonal e interanual causada pela descarga do Rio Amazonas (COLES et al., 2013; GOUVEIA et al., 2019). As caixas nos globos estão relacionadas aos índices climáticos de OMA, TNA e ENM. O gradiente de cores no oceano representa a SSM (barra de cores) média para setembro (2002–2017) com base em Gouveia et al. (2019).
 Fonte: Produção do autor.

Gouveia et al. (2019) utilizaram um Modelo Aditivo Generalizado para estimar a salinidade da superfície do mar dentro da pluma do Rio Amazonas e oceano adjacente. As variáveis explicativas significativas foram às bandas de refletância diária da superfície do MODIS (Rrs412, Rrs443, Rrs531, Rrs547, Rrs555, Rrs667) e os coeficientes de absorção de matéria orgânica e detritos a 443 nm. Este modelo apresentou um bom desempenho em relação aos dados *in situ* ($R^2 = 0,92$, $p < 0,01$) a partir de 125 medições independentes de salinidade, ou seja, não utilizadas para treinar o modelo. Este modelo também mostrou boa relação com as estimativas de SSM do satélite SMOS e Aquarius. O modelo está limitado a dados de satélite sem nuvens para as comparações com dados *in situ* considerando a amplitude de variação de salinidade na região (0 a 37psu). Desta forma, este modelo não produz estimativas precisas de SSM abaixo dos 15 psu, especialmente perto da foz do Rio Amazonas. No entanto, a análise foi realizada na área de retroflexão da CNB (SSM_{CCNE}) onde a SSM varia entre 32 e 37 psu.

Tabela 4.1 - Dados de sensoriamento remoto e *in situ* utilizados na análise.

Dados	Resolução espacial (km)	Tipo	Fonte
SSM	4	Modelo Estatístico	Gouveia et al., (2019)
Precipitação (3B43v7)	25	Sensoriamento remoto (TRMM)	https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/
Água armazenada no solo	110	Sensoriamento remoto (GRACE)	http://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/
TSM	4	Sensoriamento remoto (Modis-Aqua)	https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/
P - E	25	Reanálise (ECMWF)	https://www.ecmwf.int/forecasts/datasets/archive-datasets/browse-reanalysis-datasets
Vazão	X	<i>In situ</i> (ANA/HYBA)	http://www.ore-hybam.org

Fonte: Produção do autor.

A via de exportação da CCNE (Figura 4.1) foi escolhida porque transporta até 70% da água da pluma amazônica que é desviada para leste pela retroflexão da Corrente Norte do Brasil (GRODSKY et al., 2014; LENTZ; LIMEBURNER; 1995). O limiar utilizado de salinidade para considerar PRA foi de 35 unidades práticas de salinidade (psu) calculadas para a área do retângulo preto na Figura 4.1 e para calcular a extensão máxima mensal a leste da pluma.

Os índices da Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), do Atlântico Tropical Norte (TNA < <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>>, e do El Niño Modoki (ENM (<http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/DATA/emi.monthly.txt>) também foram utilizados como indicadores climáticos proxy para a variabilidade SSM_{CCNE} (Figura 4,1). O ENM é calculado usando as regiões definidas por ENM W, C e E de acordo com Wang et al. (2018).

4.1.2 Análise dos dados

Foram calculadas correlações em cada pixel dentro da BRA entre as anomalias sazonais padronizadas das seguintes variáveis: precipitação, AIV, vazão de cada estação fluviométrica, e anomalias da SSM_{CCNE} (média mensal de SSM calculada para a área da CCNE (dentro do retângulo preto) (Figura 4.1) para avaliar possíveis relações lineares entre a hidrologia BRA e a exportação de água de pluma para leste no Atlântico tropical. A estação chuvosa foi definida de Novembro a Abril, e a estação seca de Junho a Outubro, conforme Gloor et al. (2015). As anomalias SSM_{CCNE} foram calculadas para a área onde a PRA se encontra dentro da CCNE. As tendências foram testadas com o teste *t* de Student com um nível de significância de 5%, e uma decomposição de tendência sazonal foi calculada com base numa regressão local não-paramétrica de Espalhamento *Locally Estimated Scatterplot Smoothing* (LOESS), CLEVELAND et al. (1990). Também foi utilizada o GAM para verificar o impacto das tendências dos índices climáticos na tendência da SSM_{CCNE}.

4.2 Impacto da intensificação e do desmatamento da BRA no Atlântico Tropical

Para analisar o impacto da intensificação e do desmatamento da BRA no Atlântico Tropical, realizaram-se simulações com o modelo hidrológico de Grandes bacias (MGB-IPH) associado ao modelo hidrodinâmico oceânico ROMS para o período de 1992 a 2015. Nas seções seguintes serão tratadas as características das simulações e avaliações do MGB (4.2.1) e ROMS (4.2.2), bem como o desenho experimental envolvendo ambos (4.2.3).

4.2.1 Modelagem hidrológica

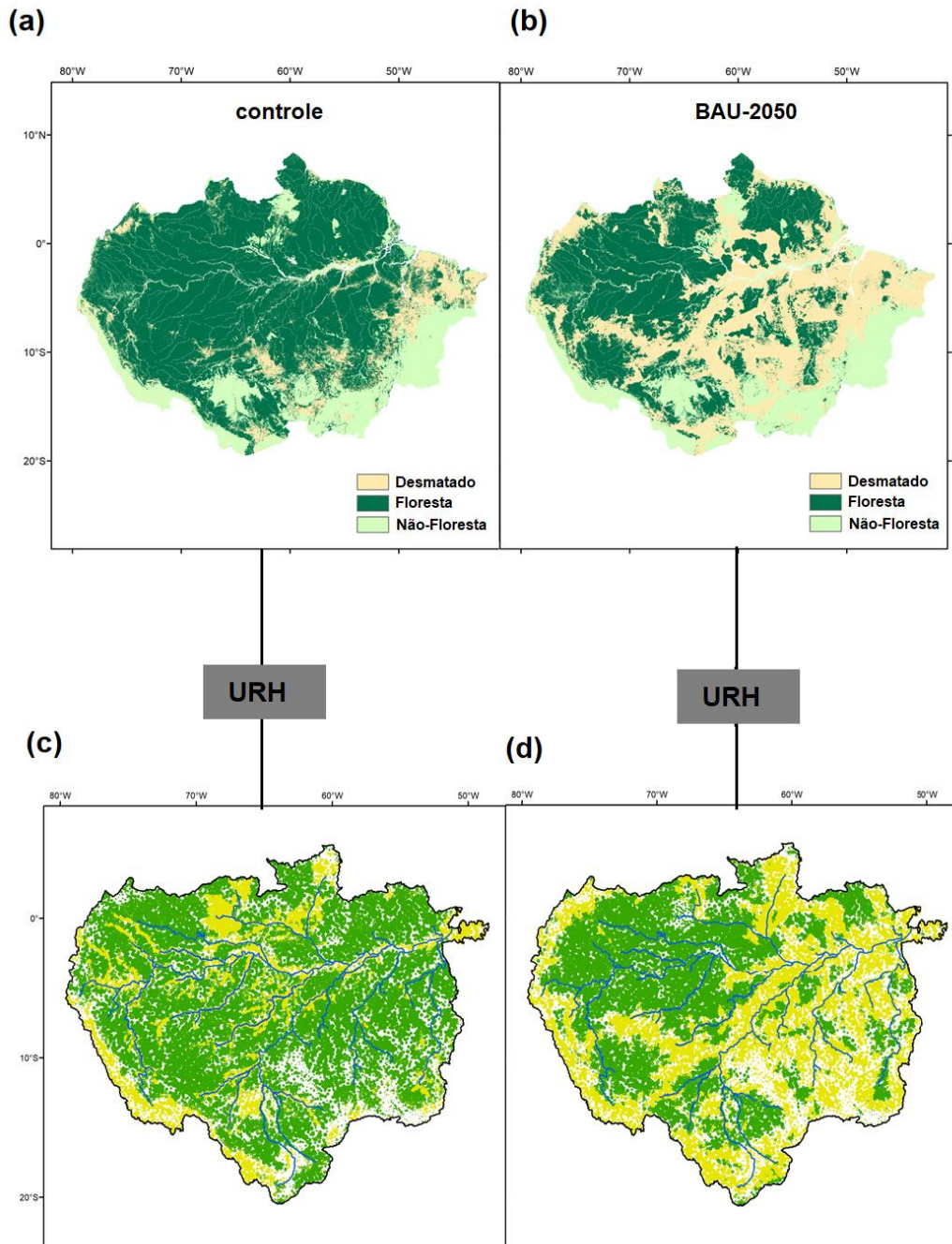
O modelo MGB-IPH foi utilizado para estimar as vazões de rios dentro da BRA e foi executado pelo Dr. Sly Wongchuig e pelo Dr. Jhan Carlo Espinoza no *Institut de Recherche pour le Développement (IRD) Univ. Grenoble Alpes, CNRS, França* como parte de uma parceria científica. A partir das vazões é possível estimar o volume de água aportada para o oceano a sua variação frente a mudanças de uso e cobertura do solo ou alterações no clima. As simulações realizadas no MGB para a bacia Amazônica foram baseadas na configuração de Siqueira et al. (2018). Os dados de entrada do modelo MGB são de 6 tipos: 1) relevo; 2) tipos de solo; 3) vegetação e uso da terra; 4) dados relacionados ao clima (temperatura, umidade relativa, velocidade do vento, pressão atmosférica, radiação incidente na superfície); 5) precipitação e 6) vazão. Os dados utilizados, suas características e fontes serão apresentados ao longo do texto no decorrer das etapas de processamento.

4.2.1.1 Unidade de resposta hidrológica

Foram utilizados dois mapas de uso e cobertura do solo para determinar as URH. Um relacionado ao cenário controle a partir de dados observados de vegetação e solo obtidos em Radambrasil (1982), Dijkshoorn et al., (2005) e Eva et al., (2002). E o segundo utilizando o cenário *Business As Usual* (BAU) considerando a taxa de desmatamento até 2050. A Figura 4.2 apresenta a classificação de uso

e cobertura do solo (Figura 4.2a e b) e as URH (geradas 12466 minis bacias) (Figuras 4.2c e d) obtidas para realização das simulações.

Figura 4.2 – Classificação do uso e cobertura da terra para o cenário controle (a) e considerando o BAU 2050(b) e as URHs(c e d) obtidas a partir de cada cenário de uso e cobertura da Terra, respectivamente.

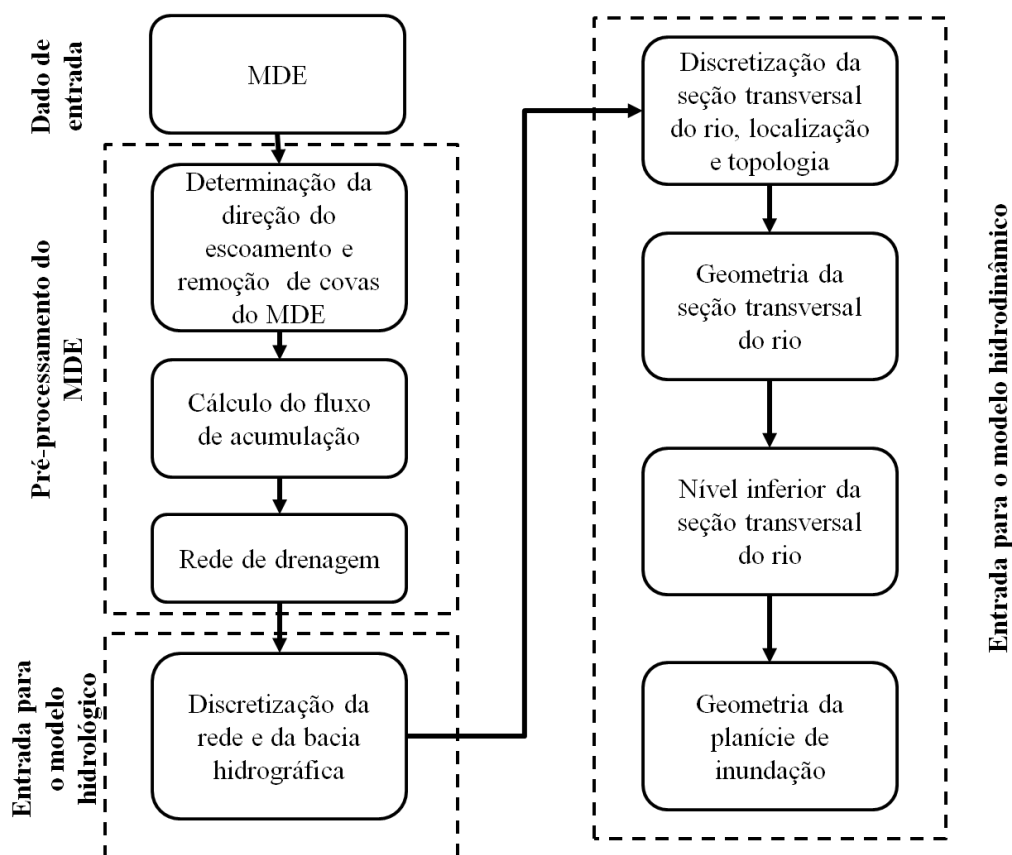


Fonte: Produção do autor.

4.2.1.2 Discretização da bacia

Um dos procedimentos iniciais para utilizar o MGB-IPH é a discretização da bacia hidrográfica em pequenas unidades (células de grade) com base em um modelo digital de elevação do terreno (MDE). Esta etapa consiste em extrair dos dados de relevo detalhados na Figura 4.3 por meio de técnicas de geoprocessamento, conforme descrito em Paiva et al. (2011). Essas etapas foram realizadas com versão adaptada do pacote IPH-Hydro Tools (Siqueira et al., 2016b), usando a grade de direção de fluxo de 15 arcsec HydroSHEDS (Lehner et al., 2008). Para estimar a topografia da subbacia de inundação, primeiro eliminaram-se covas e depressões por meio do *Height Above the Nearest Drainage* (HAND) (Rennó et al., 2008) utilizando direções da rede de drenagem derivadas de HydroSHEDS juntamente com o modelo de elevação digital Bare-Earth SRTM v.1 (DEM).

Figura 4.3 - Fluxograma apresentando as os produtos extraídos a partir das técnicas de geoprocessamento.



Fonte: Adaptado de Paiva et al. (2011).

4.2.1.3 Forçantes climáticas

Os dados que forçam o modelo são: precipitação, temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento, pressão atmosférica, e irradiância solar. Para a precipitação utilizou-se o produto *Multi-Source Weighted Ensemble Precipitation* (MSWEP v1.1) (BECK et al., 2017b), que possui resolução espacial de 0,25° e temporal de 3 horas com uma cobertura global. Este dado combina dados de sensoriamento remoto, reanálise e medição diária *in situ*, apresentando bons resultados quando comparado a outros conjuntos de dados de precipitação (BECK et al., 2017c). Os outros dados climáticos foram obtidos de *Climate Research Unit (CRU) Global Climate 2.0* (NEW et al., 2002). O período de simulação foi de 1990 a 2015.

4.2.1.4 Warm up e validação

O *warm up*, também conhecido como o período de aquecimento do modelo, é o intervalo de tempo que o modelo leva para se estabilizar. O diagnóstico da estabilização foi feito com base nos dados de vazão, geralmente nesse período as vazões modeladas são muito menores que as observadas, pelo fato de que no início da simulação o solo está completamente seco, ou seja, a precipitação será quase toda convertida em infiltração. O modelo demorou aproximadamente 1 ano para estabilizar. Esse ano foi excluído da análise. A validação da vazão foi realizada por meio do cálculo do coeficiente de determinação (R^2), bias e do *root mean square error* (RMSE). Usando estações fluviométricas da HYBAM. A validação é apresentada no Apêndice A1.

4.2.2 Modelagem oceânica

O *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS; 2005) foi utilizado para modelar processos físicos oceânicos no oceano Atlântico Tropical Norte. Serão discutidas, neste tópico, as definições de grade, dados de entrada, *spin-up* e validação do modelo. O domínio escolhido para a utilização do modelo estende-se de 8°S a 22°N e 20°W a 60°W. A resolução horizontal utilizada foi de 1/12° (~9km em longitude) para as simulações. Essa resolução

espacial é suficiente para resolver o primeiro raio de deformação baroclínica de Rossby nos trópicos (entre 60 a 230 km) (CHELTON et al., 1998) na região tropical. Estudos anteriores que analisaram processos relacionados à PRA, na plataforma e em oceano aberto utilizaram resoluções similares de 1/3° (MASSON; DELECLUSE, 2001; FERRY; REVERDIN, 2004; BALAGURU et al., 2012) e 1/6° (COLES et al, 2013). Considera-se, portanto, que a resolução de 1/12° é ideal para resolver os processos de mesoescala (como por exemplo: vórtices e retroflexão da corrente Norte do Brasil). Utilizaram-se 40 níveis verticais sigma.

4.2.2.1 Linha de costa e batimetria

Dados da linha de costa e batimetria são necessários para construir a grade do modelo, definindo o domínio espacial para utilizar o ROMS. Dessa forma utilizou-se, para a linha de costa, dados da *World Coast Line* da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), que possui resolução espacial de 1:5.000.000 disponível em: <<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/shorelines/>>. Para a batimetria foi utilizado o produto ETOPO1, com resolução espacial de 1 arco-minuto (~ 1,8 km), o qual possui cobertura global, sendo proveniente do banco de dados da NOAA (disponível em: <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/>).

4.2.2.2 Forçantes

As forçantes que foram utilizadas neste trabalho foram de três tipos: a (i) de vazão de rios, (ii) atmosféricas e dados de (iii) maré. Como a forçante de vazão de rios, adotou-se a vazão de Óbidos, que além de possuir uma série temporal adequada (de 1970 até o presente momento) é usada em muitos estudos como a representante da descarga do Rio Amazonas (ex.: COLES et al., 2013; LIANG et al., 2020, VARONA et al., 2020).

Para o forçamento atmosférico utilizou-se dados da taxa de precipitação, de velocidade do vento em 10m (zonal e meridional), pressão do ar na superfície, temperatura do ar, umidade relativa, fluxo da radiação solar de onda curta e fluxo

líquido da radiação de onda longa. Estes dados foram provenientes das reanálises *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), (1990a 2011), e do *CFSR version2* (CFSv2) (de 2012 a 2015), do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Estes possuem resolução temporal de 6 horas obtidos em <<http://nomads.ncdc.noaa.gov/modeldata/>>. Estudos mostram que as Marés são fatores importantes nos processos de mistura da pluma na plataforma continental (BEARDSLEY et al., 1995; LENTZ; LIMEBURNER, 1995; NIKIEMA et al., 2007). Nikiema et al. (2007) mostram que a introdução de marés no modelo acelera a exportação da pluma na plataforma, de modo que a ausência desta informação, provavelmente subestime, o tempo de exportação da pluma no oceano. Dessa forma, utilizou-se o produto TPXO da versão 9.1 com resolução espacial de 1/6° disponível em: <http://volkov.oce.orst.edu/tides/tpxo9_atlas.html>.

4.2.2.3 Condições iniciais e de contorno

Os dados das condições iniciais e de contornos laterais foram obtidos do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) da versão 3 (SODA 3.3.1) disponíveis em <<https://www.atmos.umd.edu/~ocean/>>. São eles: variáveis tridimensionais (componentes zonal e meridional de velocidade das correntes oceânicas, Temperatura, salinidade) e as bidimensionais (altura do nível do mar e velocidade de correntes integradas na vertical (zonal e meridional)). Estes dados possuem resolução temporal de 5 dias e resolução horizontal de 0.25 x 0.25 com 50 níveis verticais, gerados pelo modelo de circulação geral Parallel Ocean Program (POP) (SMITH et al., 2010) utilizando um sistema de assimilação de dados para corrigir erros dos modelos a cada 10 dias, melhorando as estimativas e as análises das variáveis oceanográficas (CARTON; GIESE, 2008).

4.2.2.4 Spin-up

O aquecimento do modelo consiste em uma simulação que visa fazer com que o modelo numérico oceânico atinja o equilíbrio dinâmico das soluções das equações. Em outras palavras, é onde ocorre o equilíbrio entre a solução das

equações e as forçantes do modelo. Esta etapa termina quando ocorre a estabilização da energia cinética total. O modelo levou 2 anos para se estabilizar (entre 1990 a 1991) e os dados no *spin-up* foram removidos da análise.

4.2.2.5 Avaliação das simulações realizadas com o ROMS

Os resultados mensais das simulações foram comparados com os dados da *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) n (DONLON et al., 2012) para TSM; *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS) (SERVAIN et al., 1998; BOURLE`S et al., 2008) para SSM; *Ocean Surface Current Analyses Real-time* (OSCAR) para as componentes da velocidade zonal(u) e meridional (v) das correntes oceânicas. Essas comparações se deram a partir do cálculo, pixel a pixel, do bias e do *Root Mean Square Error* (RMSE). As resoluções espaciais dos dados do ROMS são diferentes dos dados observacionais, dessa forma, foi utilizada a técnica bilinear de interpolação para reamostrar os dados de maior resolução espacial para os de menor resolução. As avaliações mostram que os dados puderam representar o comportamento das variáveis oceânicas, estando coerente com resultados obtidos em outros trabalhos (COLES; et al., 2013; VARONA et al., 2019; NEWINGER et al., 2015). Resultados das avaliações são apresentados no Apêndice B.

4.2.2.6 Cálculo da camada de mistura e da espessura da camada barreira

Calculou-se a profundidade da camada de mistura oceânica (CMO) e a espessura da camada de barreira (ECB) utilizando-se o formalismo apresentado em Liang et al. (2020) e Varona et al. (2018). Estes cálculos foram realizados utilizando-se as simulações oceânicas forçadas pelas vazões simuladas do Rio Amazonas (discutidas na Seção 4.2.2.1). Neste estudo, a profundidade da CMO foi obtida pelo método de limiar de densidade (σ), ou seja, quando ocorre um acréscimo de σ em relação a uma profundidade de referência (próxima da superfície):

$$\sigma_{t(z=CMO)} = \sigma_{t(\text{profundidade de referência})} + \Delta\sigma_t \quad (4.1)$$

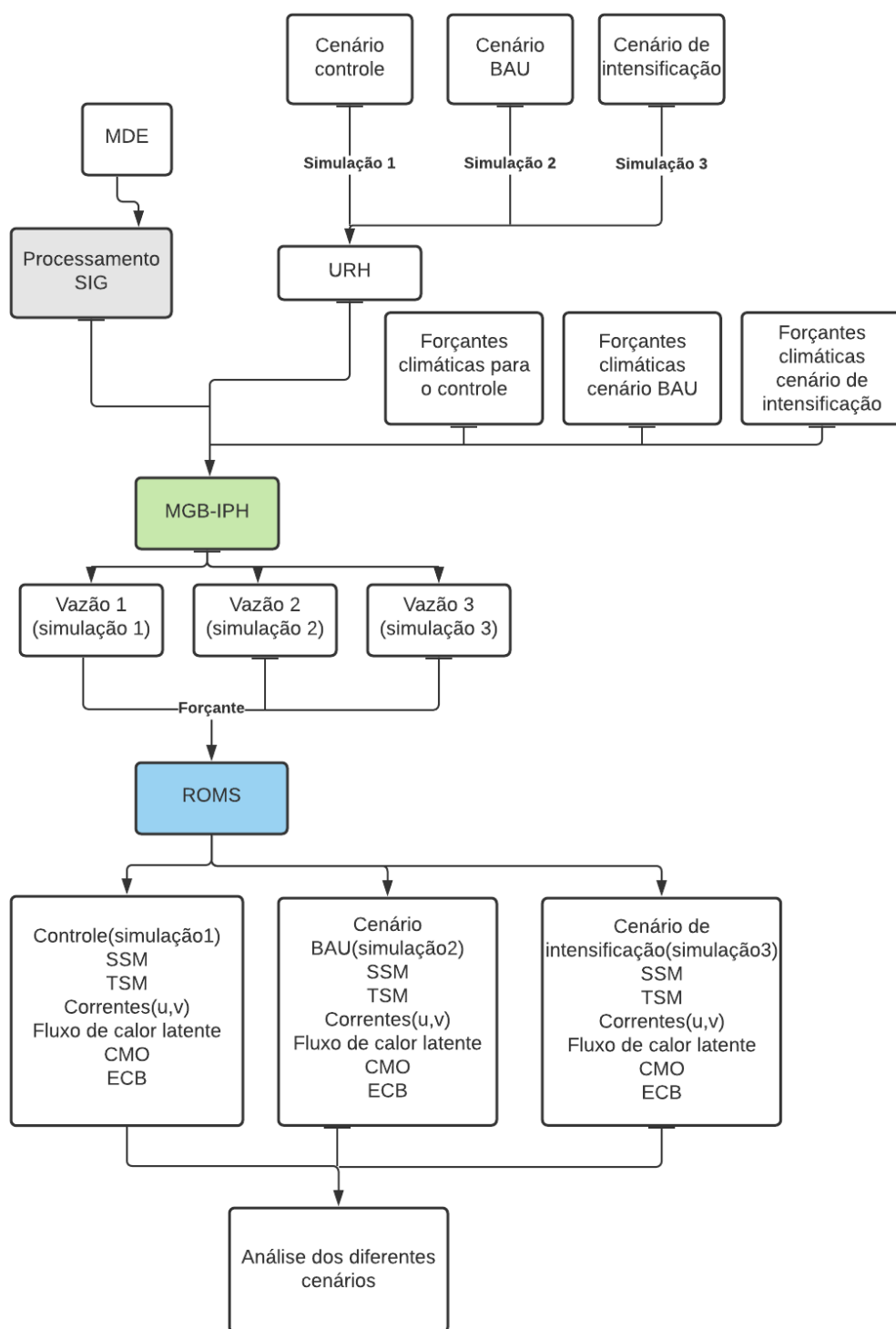
Onde σ é a densidade potencial, e $\Delta\sigma$ é o acréscimo de densidade prescrito. A profundidade de referência foi à camada mais superficial das saídas do modelo oceânico (entre 0 e 1 metro). A profundidade da camada isotérmica foi calculada utilizando a equivalência da diferença de temperatura a $0,1 \text{ kg m}^{-3}$ de aumento de densidade a partir da profundidade de referência com a salinidade na profundidade de referência. A ECB é definida como a profundidade da camada isotérmica menos a CMO, quando a primeira é mais profunda do que a segunda, denomina-se camada de compensação. Dessa forma, analisou-se somente a ECB.

4.3 Desenho experimental

Este experimento consistiu de duas simulações na BRA, usando o MGB-IPH. A primeira tem o propósito de avaliar o cenário de desmatamento BAU para 2050, e quais as implicações para as características dinâmicas e termodinâmicas do oceânico. A segunda avalia uma projeção de aumento da intensificação, considerando as tendências atuais, ou seja, o que aconteceria com o oceano Atlântico se as tendências de precipitação se mantiverem constantes até 2050. Para corrigir a influência do cenário BAU no processo de reciclagem realizou-se a correção da precipitação de acordo com Sparcklen, 2012 (ver Figura 4 dele). As tendências de precipitação foram baseadas em Espinoza et al., (2018), um aumento de 18 % de precipitação em regiões da porção Norte durante o período chuvoso (Dezembro a Maio) e redução de 17% da na precipitação para algumas regiões da porção sul durante o período seco (as regiões podem ser observadas nas figuras 3 e 6 em Espinoza et al., (2018)) Os dados de entrada do modelo hidrológico foram referentes ao período entre 1990 e 2015. As vazões modeladas resultantes desses cenários foram utilizadas como forçantes no modelo oceânico ROMS. As variáveis oceânicas analisadas foram SSM, TSM, correntes oceânicas superficiais (u,v), fluxo de calor latente, profundidade da camada de mistura e espessura da camada de barreira. As análises foram feitas por meio de comparações nas escalas sazonais e

interanuais. Calcularam-se mapas de diferenças sazonais para toda a OATN. Foi considerado PRA as regiões com SSM menores que 34.5. Também foi utilizado o teste de tendência de Mann-Kendall com nível de significância de 5%, para analisar se as mudanças no continente provocaram alguma tendência no volume de água continental aportada no oceano. A Figura 4.4 apresenta de forma detalhada as etapas dos experimentos.

Figura 4.4 - Fluxograma esquemático apresentando o experimento que relaciona o desmatamento da BRA e a intensificação do ciclo hidrológico com a porção oeste do Atlântico tropical norte.



Fonte: Produção do autor.

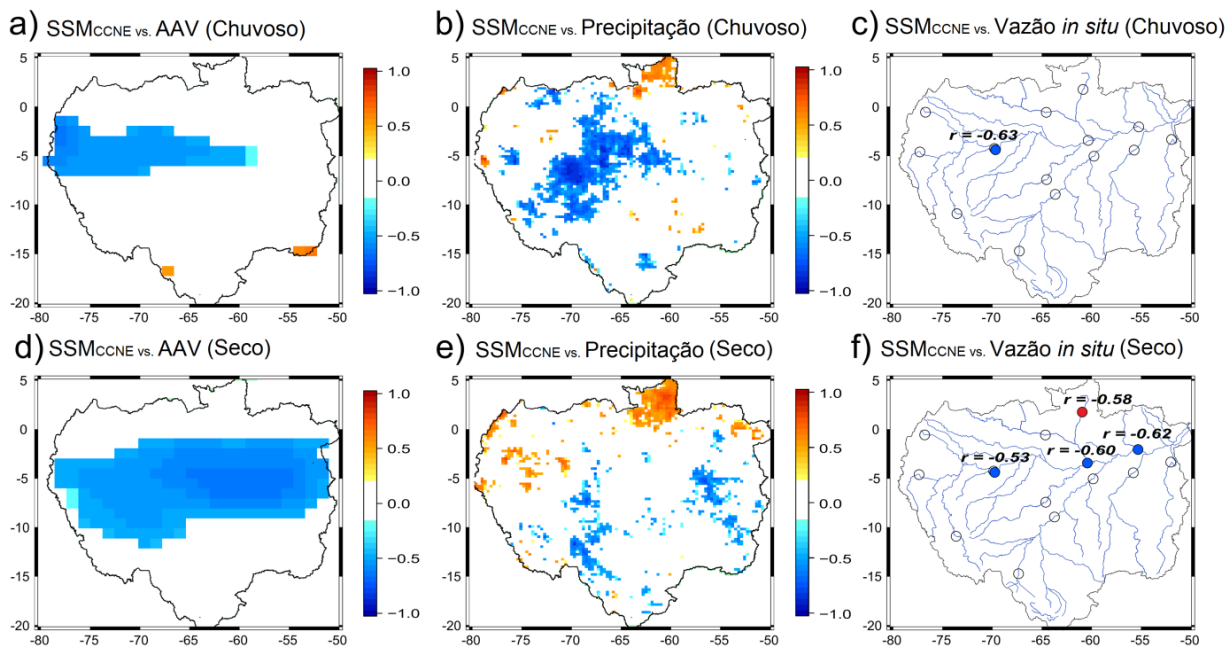
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Influência da Bacia do Rio Amazonas sobre a Salinidade da superfície do mar na porção oeste do Atlântico tropical Norte

Primeiramente, vale ressaltar que os Tópicos 5.1 e 5.2 foram publicados na *Geophysical Research Letters*. Dessa forma os resultados da análise de correlação identificaram correlações estatisticamente significativas ($p < 0,05$) negativas entre os componentes hidrológicos (precipitação, água armazenada verticalmente (AAV), escoamento de rios) e SSM_{CCNE} , concentradas principalmente na porção oeste da BRA durante a estação chuvosa, indicando uma relação significativa entre a diminuição de SSM_{CCNE} e o aumento da precipitação sobre o continente (Figuras 5.1a 5.1c). Esta região da BRA concentra as maiores taxas de precipitação (~ 3.000 mm/ano), entretanto possui pouca variabilidade quando comparada a outras porções da bacia (ESPINOZA et al., 2009; ESPINOZA et al., 2015). Em contrapartida possui uma taxa de evapotranspiração de cerca de 1.000 mm/ano (COE et al., 2016). Este balanço positivo da água que entra anualmente na porção oeste da BRA é responsável por cerca de dois terços da entrada de água na OATN (COE et al., 2016).

Correlações negativas entre AAV e SSM_{CCNE} dominam a porção central da BRA durante a estação seca, com aumento dos valores em direção leste (Figura 5.1d). O padrão espacial das correlações entre precipitação e SSM_{CCNE} na estação seca (Figura 5.1e) é difuso, possivelmente devido à complexa distribuição espaço-temporal da precipitação (ESPINOZA et al., 2009). Sabe-se que as alterações no nível do rio durante a estação seca são causadas por anomalias no ciclo sazonal e dependem da precipitação na estação chuvosa anterior (MARENGO; ESPINOZA, 2016).

Figura 5.1 - Mapas da BRA mostrando a correlação pixel a pixel das anomalias sazonais (Novembro-Abril (estação chuvosa) e Junho-Outubro (estação seca)).



AV, precipitação, vazão de rios, e a série temporal de anomalias SSMCCNE (calculadas a partir de médias dentro do retângulo preto da Figura 4.1), para o período chuvoso (a-c, respectivamente) e seco (d-f), respectivamente). Apenas são mostrados valores de correlação significativos. As cores vermelhas e azuis indicam correlações positivas e negativas, respectivamente. Os círculos referem-se a estações fluviométricas. As linhas azuis claras nas figuras 5.1c e 5.1f representam os principais afluentes do Amazonas.

Fonte: Produção do autor.

O aumento dos valores de correlação para leste (Figuras 5.1d e 5.1f) é consistente com a proximidade do delta do Amazonas, onde a precipitação máxima ocorre de Março a Maio, conhecida como uma das regiões mais chuvosas da bacia amazônica sob a influência direta da ZCIT (COE et al., 2016; XIE; CARTON, 2004). Esta correlação negativa na estação seca pode também ser parcialmente explicada pelo tempo que a água precipitada na estação chuvosa leva até infiltrar e drenar para a foz do Rio Amazonas (Figura 5.1f). O longo tempo de residência da água na BRA faz com que o pico de vazão na estação seca demore entre 3 e 6 meses pra escoar entre os tributários de oeste e do sul até a estação de Óbidos (FOLEY et al., 2002).

Os padrões de covariação observados realçam o domínio do regime hidrológico da BRA na modulação da interação da água de baixa salinidade da PRA com a água oceânica. Esses resultados sugerem que alterações na cobertura terrestre

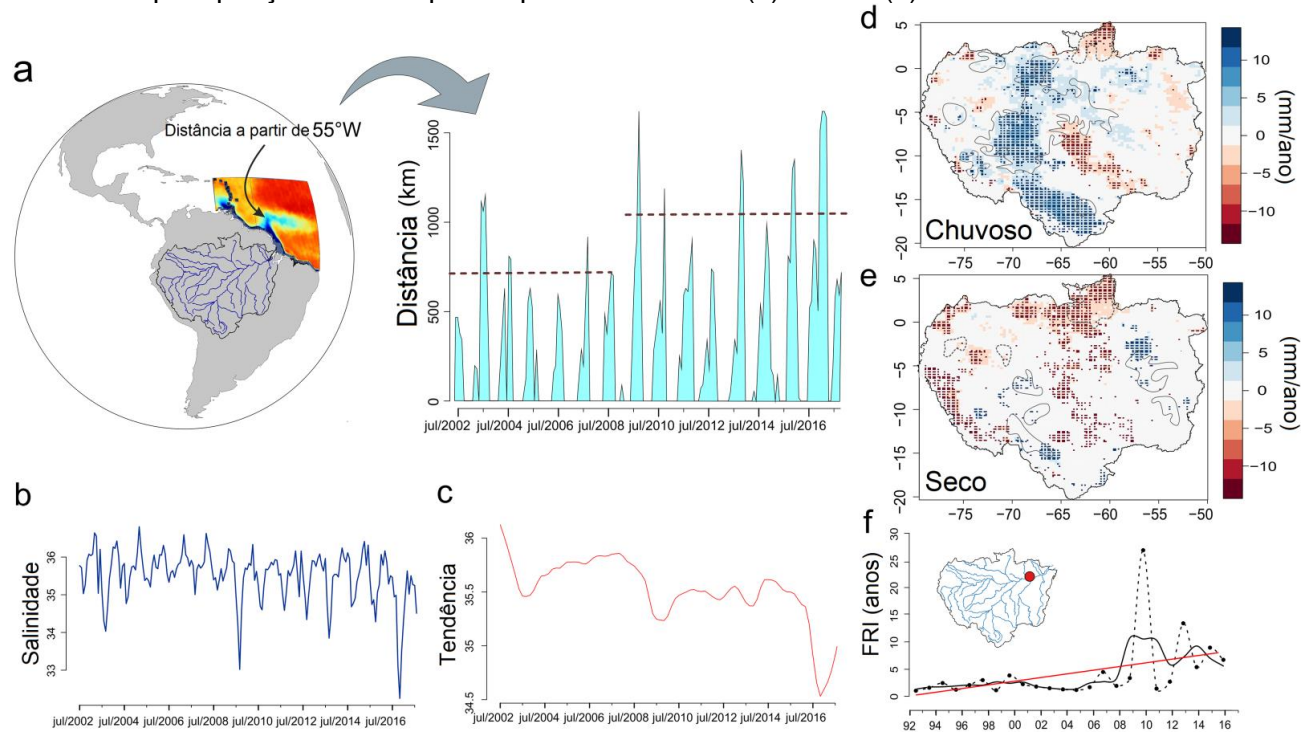
da porção oeste da BRA, que está fortemente associada ao ciclo hidrológico da BRA (ARAGÃO, 2012; SPRACKLEN et al., 2012), ou alguma alteração climática que mude os padrões de precipitação nesta região possam causar maior impacto na entrada de água na OATN do que alterações em outras porções da bacia.

5.2 A SSM_{CCNE} como indicador do ciclo hidrológico BRA

Entre Julho e Setembro, a retroflexão CNB é mais intensa e a SSM_{CCNE} atinge os seus valores mais baixos influenciados pela vazão do Rio Amazonas. Isto impõe um forte comportamento sazonal à exportação da maior parte da água da PRA (Figura 5.2a), que está ligada à posição mais setentrional da ZCIT em Setembro e ao deslocamento para norte dos ventos alísios que intensificam a CCNE (GRODSKY; CARTON, 2002).

A distância média máxima da exportação de água de baixa salinidade para leste, mostra um aumento significativo ($p < 0,05$) a partir de 2009 (Figura 5.2a). Isto coincide com a variabilidade interanual da SSM_{CCNE} expressada por uma tendência decrescente mostrada nas Figuras 5.2b e 5.2c. Tanto o aumento da distância de exportação de água da PRA para leste como a diminuição da SSM_{CCNE} estão relacionados com a entrada de água doce, provenientes da porção oeste da BRA, para dentro da CNB durante a sua retroflexão, apresentando uma redução estimada da SSM_{CCNE} de 0,03 psu/ano (~ 3,5%) desde 2002. Experimentos usando modelos (COLES et al., 2013; FERRY; REVERDIN, 2004) sugerem que a influência fluvial na SSM é mais forte a oeste de 40°W.

Figura 5.2 - (a) série temporal da SSM_{CCNE} (2002-2017) e (b) a sua tendência. (c) A distância máxima percorrida pela ARp para leste, medida a partir de $55^{\circ}W$, mostrando que as exportações anuais máximas são diferentes entre 2002-2008 e 2009-2019 (linhas tracejadas) ($p < 0,05$ para o teste Mann-Whitney). O escala de cor no oceano é o mesmo que na Figura 4.1. Tendências de precipitação na BRA para o período chuvoso (d) e seco (e).

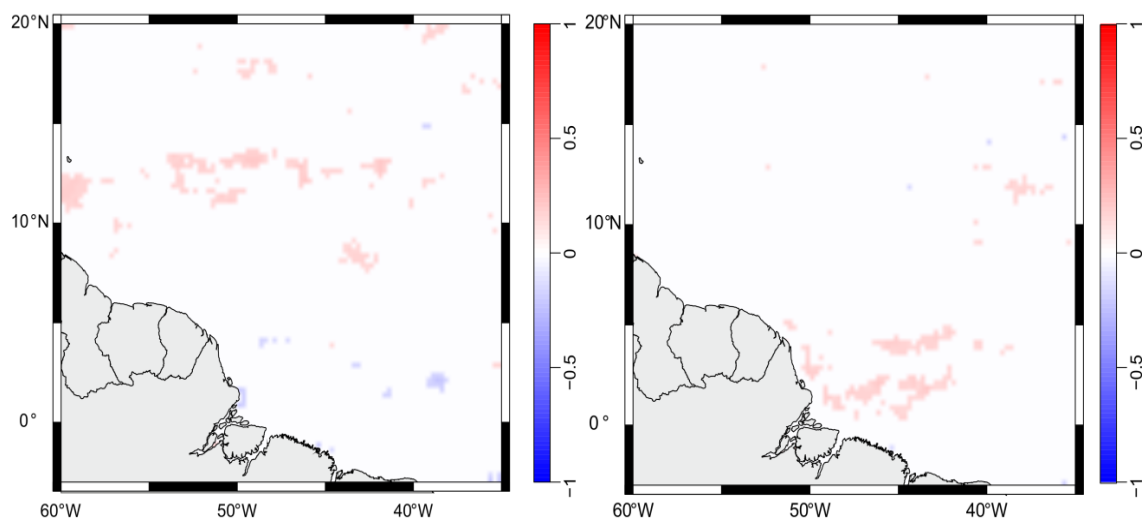


Todos os pixels com tendências significativas, considerando o intervalo de confiança de 90% são marcados com pontos pretos. Os contornos em cinza representam as regiões de correlações significativas positivas (tracejadas) e negativas (contínuas) entre SSM_{CCNE} e precipitação. (f) Alteração observada na recorrência de cheias entre 1992 e 2016 da estação de Óbidos calculada a partir de dados in situ do nível de água (linha tracejada) (o ajuste da linha vermelha é a tendência significativa (erro de inclinação $\pm 0,07$, $p < 0,05$) de recorrência de cheias). A linha contínua representa a tendência de recorrência da inundação suavizada por média móvel de três pontos.

Fonte: Produção do autor.

A SSM_{CCNE} pode ser influenciada por fatores como a descarga de água do Rio Amazonas, a profundidade de camada de mistura, os componentes das correntes horizontais (zonal e meridional), a mistura vertical e a água precipitada sobre o oceano. Contudo, o balanço de salinidade obtido de experiências de sensibilidade usando modelagem (FERRY et al., 2004) mostram que a variabilidade interanual da SSM no OATN resulta do avanço horizontal largamente influenciado pelo escoamento do Amazonas. De fato, não se identificou nenhuma correlação relevante significativa entre anomalias de precipitação oceânica e o SSM_{CCNE} para os desfasamentos de 0 e 1 mês (Figura 5.3).

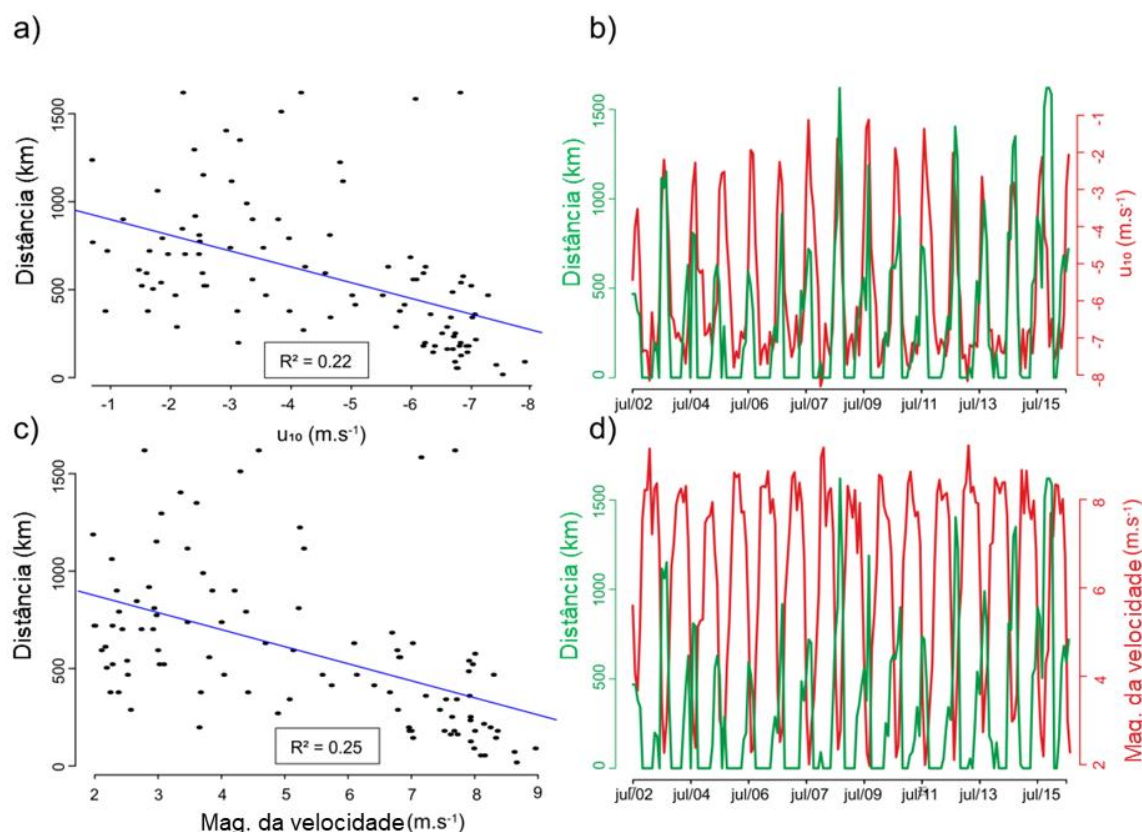
Figura 5.3 - Mapas de correlação entre a precipitação (TRMM) e as anomalias SSM_{CCNE} para as defasagens de 0 (esquerda) e 1 mês (direita).



Fonte: Produção do autor.

Além disso, as regressões realizadas entre a magnitude e componente zonal das velocidades do vento de superfície com a extensão máxima a leste do SSM_{CCNE} (Figura 5.4) mostraram que a influência do vento não é persistente ou suficientemente forte para retirar o papel da vazão como a principal fonte de variabilidade do SSM_{CCNE} entre 2002 e 2017. Dessa forma, a influência fluvial na extensão máxima a leste do SSM_{CCNE} é reforçada pela fraca relação entre a SSM e a precipitação oceânica (TZORTZI et al., 2013) e a velocidade dos ventos de superfície (magnitude da componente zonal) (Figura 5.4).

Figura 5.4 - (a) Regressão entre velocidade do vento zonal de superfície a 10 metros (u_{10}) contra a extensão máxima a leste do SSSNECC, a linha azul representa o ajuste linear. (b) gráfico de velocidades de vento de superfície zonal a 10 metros (vermelho) e extensão máxima a leste do SSM_{CCNE} (verde). (c) Regressão entre a magnitude da velocidade do vento de superfície a 10 metros e a extensão máxima a leste da SSM_{CCNE}, a linha azul representa o ajuste linear. (d) Gráfico da magnitude da velocidade do vento de superfície a 10 metros (vermelho) e extensão máxima a leste da SSM_{CCNE} (verde).



Os dados de vento foram calculados como médias mensais dentro da região SSM_{CCNE} (retângulo preto na Figura 4.1).

Fonte: Produção do autor.

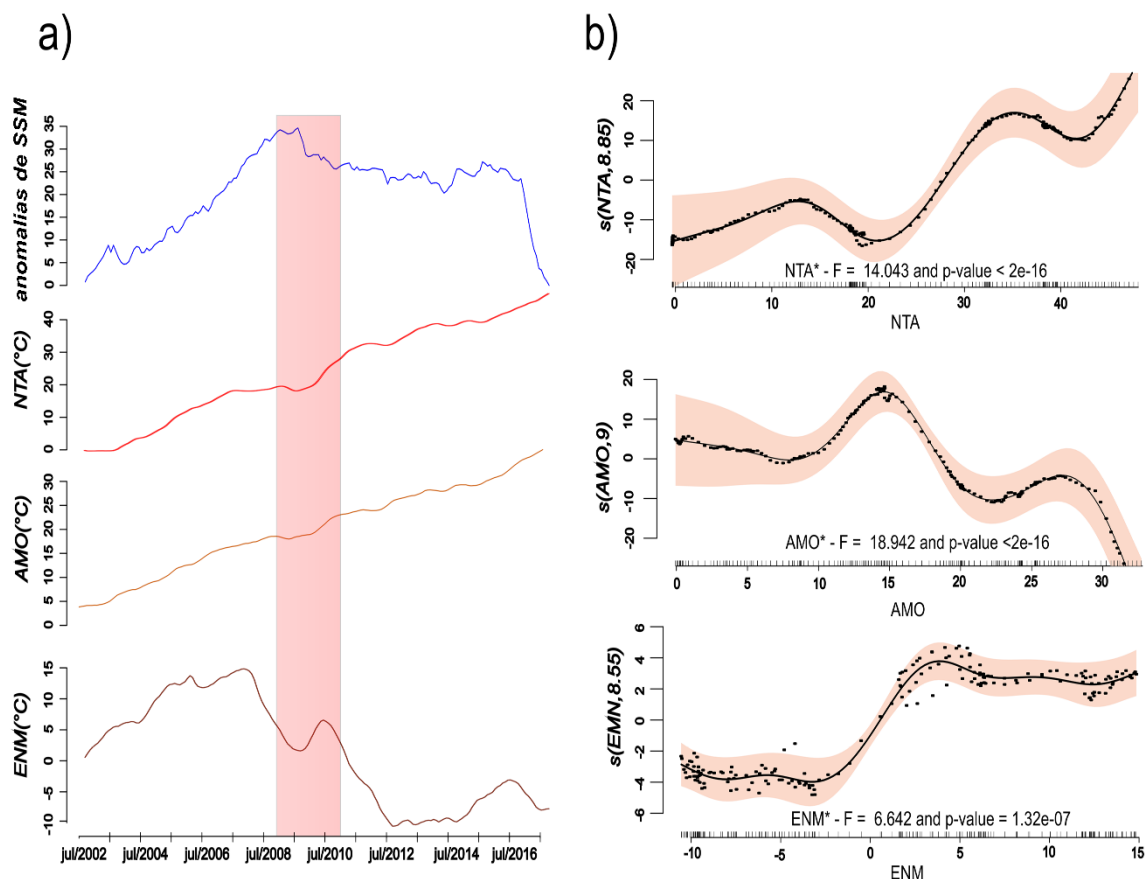
A precipitação sobre a BRA entre 2002 e 2017 apresenta uma tendência positiva significativa durante a estação chuvosa em duas áreas diferentes (Figura 5.2 d). Uma limitada entre 0 a 10° s e 73°W a 66°W (Solimões e a sua transição para a subbacia do Negro), e a segunda entre 15° a 20° s e 70°W a 61°W (subbacia do Madeira). As áreas com tendências positivas na Figura 5.2d são coincidentes com as regiões com maior correlação com SSM_{CCNE} (ver Figura 5.1b). A precipitação durante a estação seca mostra uma tendência negativa localizada no norte e sudoeste da bacia amazônica, perto das cabeceiras dos rios (Figura

5.2e). As tendências de precipitação positivas na estação chuvosa concordam com a crescente recorrência de cheias em Óbidos entre 1992 e 2016; e a tendência positiva significativa após 2007 (Figura 5.2f) coincide com o aumento da distância média máxima da exportação de água de baixa salinidade para leste mostrada na Figura 5.2a.

O índice ENM mostra uma mudança de regime entre 2009 e 2010, com as anomalias de TSM tornando-se mais negativas de 2009 a 2015/2016, enquanto o TNA e a Oscilação Multidecadal do Atlântico apresentam tendências positivas contínuas (Figura 5.5a). O ano de 2009 coincidiu com um arrefecimento equatorial do Atlântico Norte, que posicionou a ZCIT a sul da sua posição média, causando graves inundações na bacia amazônica e aumentando as descargas fluviais (FOLTZ et al., 2012; GRODSKY et al., 2014).

As análises também revelaram que estes índices climáticos explicam significativamente 98% ($p < 0,05$) da variabilidade SSM_{CCNE} (Figura 5.5b) reforçando a ideia de que as anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte e El Niño-Oscilação do Sul (ENSO) são os dois principais mecanismos que influenciam a variabilidade interanual da precipitação na BRA (YOON; ZENG, 2010). Um dipolo húmido/seco sobre a Amazônia ocidental/oriental foi atribuído às anomalias de TSM do Pacífico central equatorial relacionado com o índice ENM (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016). O ENSO associado às anomalias de TSM do Pacífico central ocorre mais frequentemente quando comparada ao ENSO canônico, durante o final do século XX (MCPHADEN ET AL., 2011; YU ET AL., 2010).

Figura 5.5 - (a) somas cumulativas para anomalias SSM_{CCNE} e índices climáticos ENM, NTA, e AMO indicando tendências temporais. A faixa vermelha destaca a transição 2009-2010. (b) Efeitos de somas cumulativas de NTA, ENM, e AMO sobre o SSM_{CCNE} representados por resíduos parciais normalizados.



O preenchimento a vermelho indica o intervalo de confiança de 95%. Os eixos das abcissas estão em escala logarítmica. Os testes F e os seus respectivos valores de p são mostrados dentro de cada gráfico.

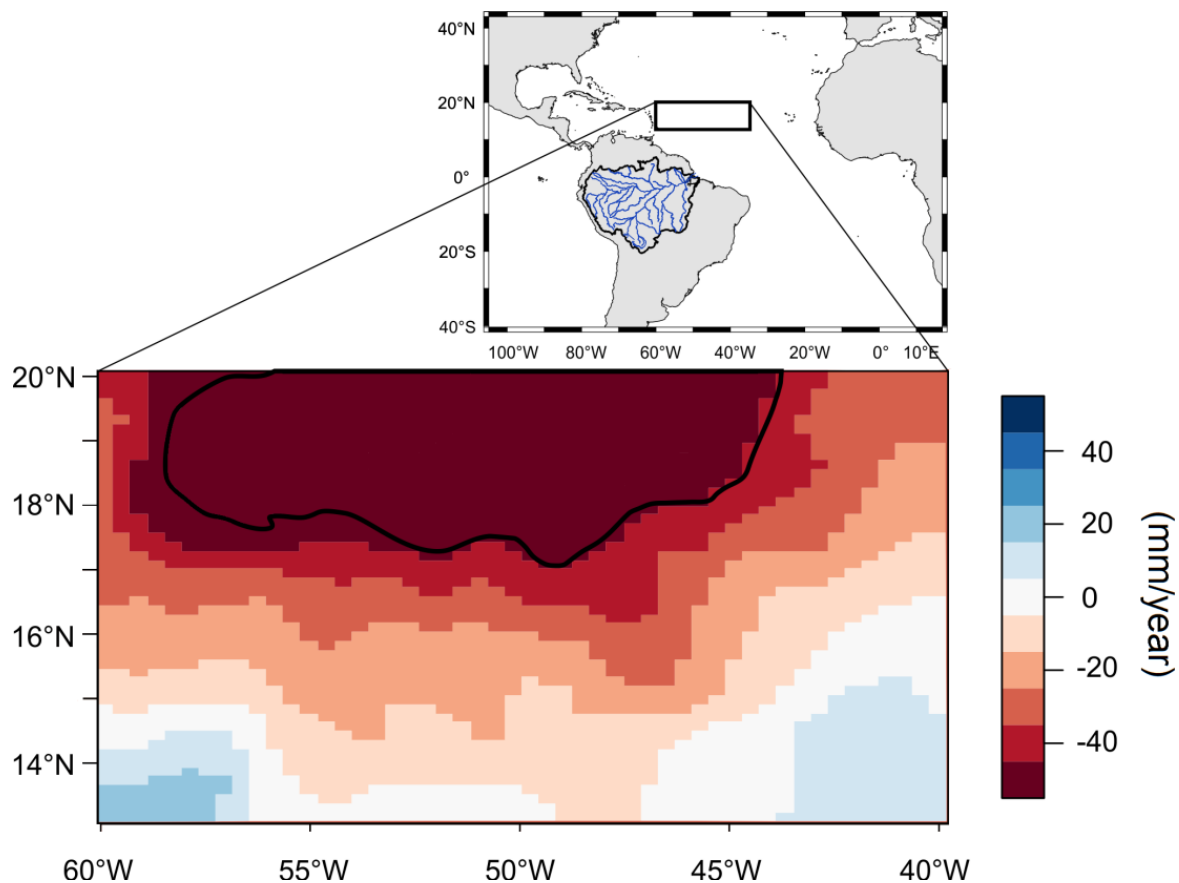
Fonte: Produção do autor.

Neste sentido, os resultados apontam para uma provável teleconexão oceano-atmosfera entre a redução da SSM_{CCNE} (Figuras 5.2b e 5.2c) e o aumento da exportação de água da PRA (Figura 5.2a), precipitação da BRA (Figura 5.2d), e anomalias positivas de TSM no Atlântico tropical (Figura 5.5) (VIZY; COOK, 2010). Isto parece violar a noção comumente aceita de uma anti-correlação entre a variabilidade interanual do regime hidrológico e as anomalias de TSM do Atlântico tropical Norte (GIANNINI et al., 2003; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993). Contudo, as anomalias de precipitação negativas na Amazônia ocidental

foram correlacionadas com o evento El Niño de 1972-1973, enquanto que as anomalias de precipitação negativa na Amazônia oriental e central e as anomalias positivas na Amazônia ocidental foram correlacionadas com o El Niño de 1982-1983 (MARENGO; NOBRE, 2001). Num artigo recente, Gloor et al. (2013) sugeriram que as anomalias de TSM positivas sobre o Atlântico tropical e o consequente deslocamento para norte da ZCIT podem não ser suficientes para explicar as anomalias de descarga do Rio Amazonas. Eles propuseram um processo sugerindo que as tendências positivas de TSM no Atlântico tropical após 1990 aumentaram o transporte do vapor de água atmosférico do oceano para a bacia amazônica por meio dos ventos alísios, aumentando consequentemente as taxas de precipitação sobre a bacia (GLOOR et al., 2013; GLOOR et al., 2015) (Figuras 5.7a-5.7c).

A Figura 5.6 mostra que a precipitação menos evaporação apresenta uma tendência negativa significativa (aumento da evaporação) entre 2002 e 2017 na OATN. Isto dá mais apoio ao processo proposto por GLOOR et al. (2013) pelo qual o aumento do fluxo de vapor de água para a atmosfera e o transporte terrestre de umidade pelos ventos alísios está ligado a um aumento das taxas de precipitação sobre a BRA. Esta reação positiva à precipitação aumentaria a quantidade de água drenada para o oceano Atlântico Tropical Norte, como se viu na estação de Óbidos, especialmente durante a estação chuvosa (GLOOR et al., 2015; ver a Figura 1 dele e a Figura 5.7d deste trabalho). A tendência positiva das anomalias de TSM no Atlântico Tropical Norte, associada à diminuição da ENM (Figura 5.5), também é conhecida por intensificar o ciclo hidrológico da BRA (BARICHIVICH et al., 2018). O contraste entre a TSM e a pressão ao nível do mar entre as bacias do Atlântico e do Pacífico contribui para a intensificação da circulação do Walker e da convecção profunda sobre a BRA (BARICHIVICH et al., 2018).

Figura 5.6 - Tendência anual da diferença entre precipitação (P) e evaporação (E) calculada a partir dos dados Era-interim para o período entre 2002 e 2017, disponível em: interim.

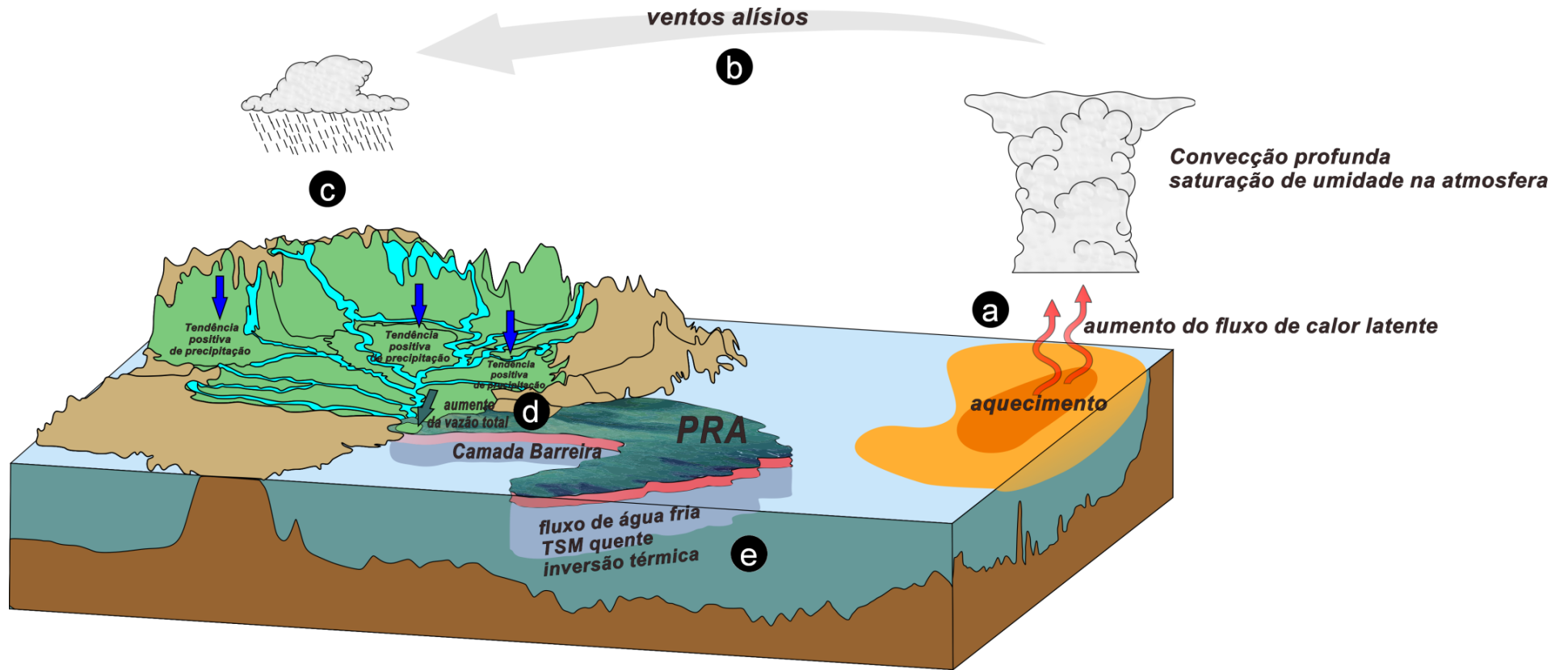


A linha de contorno preta representa a área com tendências significativas, considerando um nível de confiança de 95%.

Fonte: Produção do autor.

Com base nas evidências anteriores formulou-se o modelo conceitual segundo o qual o aumento das anomalias positivas de TSM no Atlântico tropical norte, nos últimos 16 anos causaram um aumento do fluxo de calor latente para a atmosfera, aumentando a quantidade de umidade sobre o oceano (ver GLOOR et al., 2013) (Figura 5.7a e Figura 5.6). Este processo é amplificado pelo contraste das anomalias de TSM entre os oceanos Atlântico e Pacífico (BARICHIVICH et al., 2018), reforçando os ventos alísios e aumentando o transporte de umidade para dentro da BRA (SERVAIN et al., 2014) (Figura 5.7b), contribuindo, desta forma, para as tendências positivas de precipitação na porção ocidental da Amazônia durante a estação chuvosa (Figura 5.7c). O aumento da exportação de água doce da CCNE pode aumentar a espessura da camada de barreira, reduzir a mistura vertical (Figura 5.7d), e formar uma picnoclina mais profunda abaixo da camada de mistura (BALAGURU et al., 2012). PAILLER et al. (1999) mostraram que uma grande parte da camada de barreira induzida pela água doce ocorreu dentro da área de retroflexão da CNB. A camada de barreira mais espessa reduz a profundidade da camada de mistura, e esta camada superficial pouco profunda é sujeita a maior momentum do vento, produzindo fortes correntes superficiais e aumentando a exportação de água de baixa salinidade para leste (Figura 5.7e) (COLES et al., 2013).

Figura 5.7- Modelo conceitual do impacto da intensificação hidrológica da Bacia Amazônica na porção oeste do Atlântico Tropical Norte.



(a) O aumento do fluxo de calor latente para a atmosfera induzido pelo aquecimento do Atlântico, aumentando a umidade na atmosfera. (b) O excesso de umidade é transportado para a bacia Amazônica pelos ventos alísios levando ao (c) aumento da precipitação, onde setas azuis indicam as áreas que apresentam tendência significativas. Esses processos levariam à (d) descarga de mais água do rio para o oceano, (e) fortalecendo a formação de uma camada barreira.

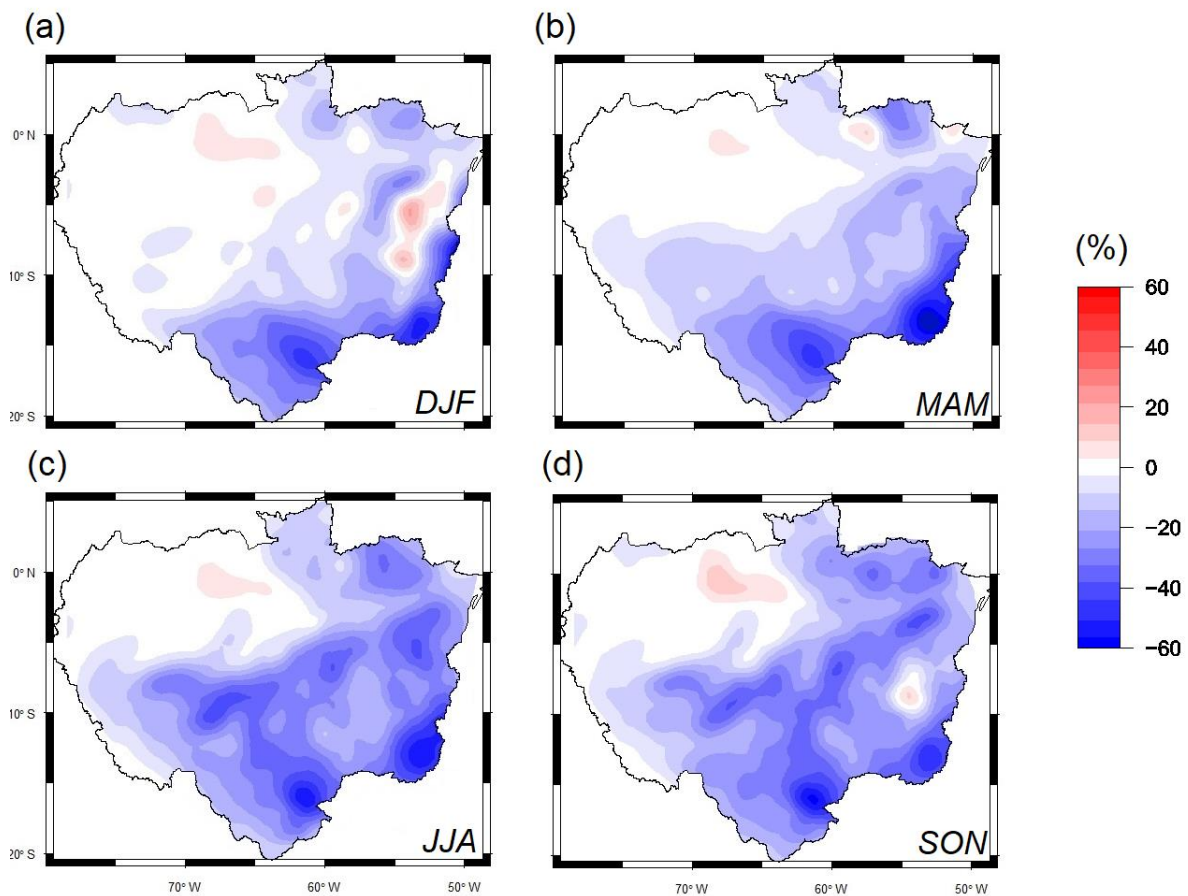
Fonte: Produção do autor.

5.3 Impacto do desmatamento e sobre o Atlântico Tropical Norte

O resultado das comparações sazonais das simulações hidrológicas indica o efeito das mudanças na cobertura florestal sobre as vazões na BRA entre 1992 a 2015, na escala regional. Constatou-se que o desmatamento provoca uma forte diminuição das vazões durante todos os períodos (DJF, MAM, JJA, SON) ocorrendo principalmente nas bacias da região ao sul da BRA, sendo mais intensa durante o final da estação seca, que compreende os meses de setembro, outubro e novembro (Figura 5.8). Essas diferenças chegam a -60% em algumas regiões apesar da diminuição da precipitação regional chegar até 20% durante a estação seca (SPRACKLEN et al, 2012). Esse resultado concorda com Coe et al. (2009), que realizaram experimentos de sensibilidade na BRA utilizando o cenário BAU para 2050, avaliando as respostas das vazões com e sem a influência da atmosfera, encontrando resultados bem diferentes. Quando não se consideraram os feedbacks atmosféricos, o desmatamento tendeu a aumentar as vazões em toda bacia, por outro lado, ao se considerar a atmosfera constatou-se que as vazões em toda BRA tendem a reduzir, principalmente pela redução da reciclagem.

Pesquisas conduzidas na Amazônia apontam dois cenários na resposta da vazão dos rios frente a cenários de desmatamento que ocorrem em função de um limiar de desmatamento (entre 30 e 50%) (SAMPAIO et al., 2007; SENNA et al., 2009; PIRES; COSTA, 2013; BOERS et al., 2017). Abaixo desse limiar, o desmatamento não impacta significativamente a precipitação tendo como resposta a redução da evapotranspiração, aumento do escoamento superficial e subsuperficial (COE et al., 2008; COSTA et al., 2003). Entretanto, a partir desse limiar de 30 a 50% de desmatamento o feedback atmosférico é capaz de reduzir significativamente a precipitação regional, o que provocará, conseqüentemente, a diminuição das descargas dos rios, causada principalmente pela redução na reciclagem de umidade (COSTA, 2005; D'ALMEIDA et al., 2007; SPRACKLEN et al, 2012; ZEMP et al., 2017) como constatado neste trabalho. Além disso, Zemp et al. (2017), também analisaram as conseqüências do cenário BAU na BRA e identificaram uma redução na resiliência do sistema hidrológico da BRA, principalmente na porção sul. Isso explica os valores elevados de redução nas vazões (Figura 5.8), já que essa região se torna mais vulnerável a perturbações ambientais.

Figura 5.8 - Mapas de diferenças relativas sazonais (1992-2015) entre os cenários de vazões baseados nas URH (desmatado - controle) para os composites sazonais: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.



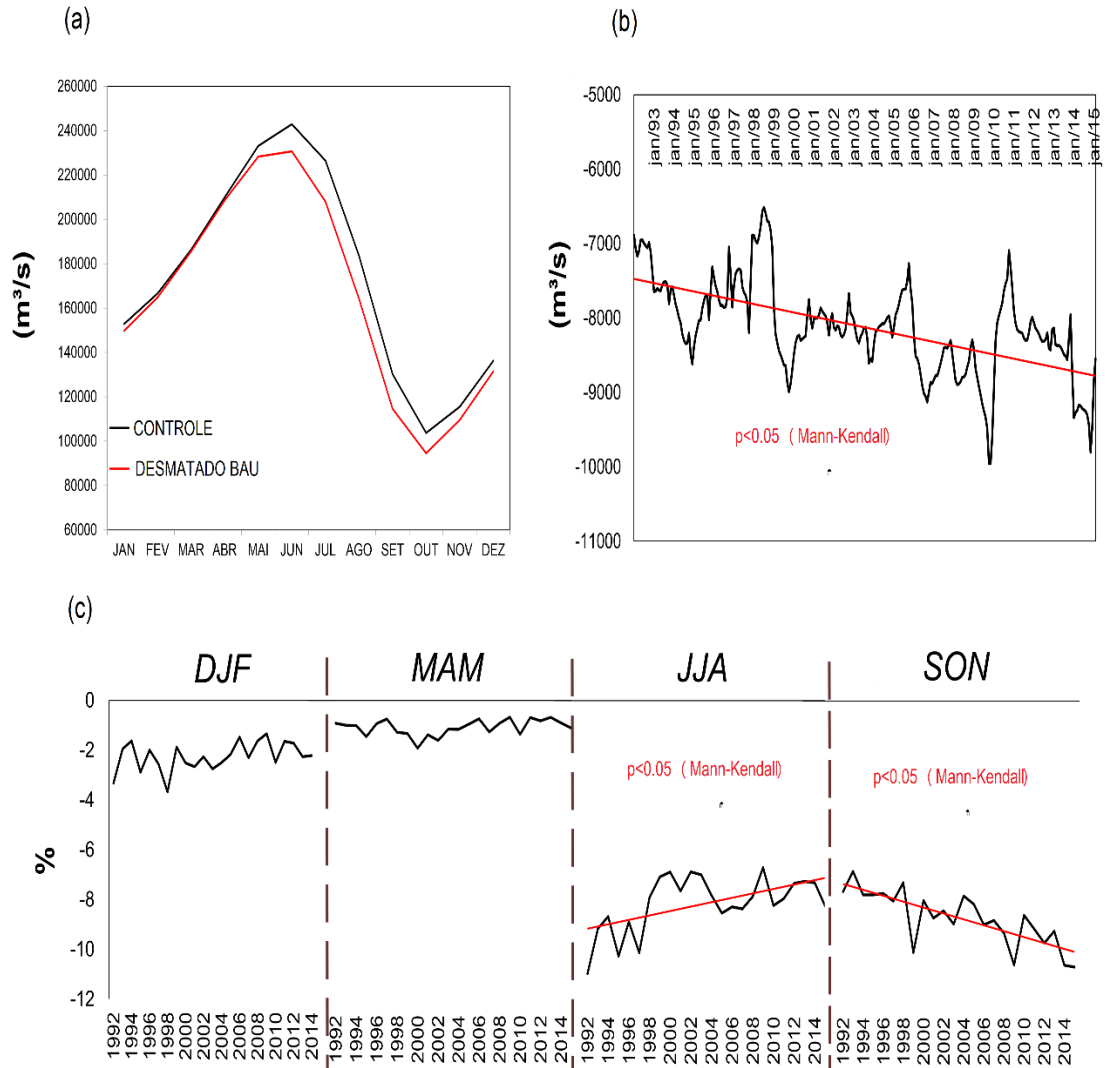
Fonte: Produção do autor.

Em consequência do desmatamento, a estação de Óbidos (considerada indicadora da descarga total do Amazonas para o oceano) apresentou um padrão de redução média na vazão, sendo mais acentuada entre maio e novembro, alcançando aproximadamente -12% em setembro (Figura 5.9 a). No período total analisado (1992 a 2015) a diferença na vazão de Óbidos, entre o cenário desmatado e controle, indica que o desmatamento impõe uma redução sistemática na vazão total descarregada no oceano e apresenta uma tendência negativa significativa de longo termo ($p < 0,05$; teste de tendência de Mann-Kendall) (Figura 5.9 b). Por outro lado, as diferenças relativas das vazões sazonais apresentaram um comportamento distinto entre as estações do ano. Neste sentido, DJF e MAM não mostraram tendências significativas e se apresentaram mais estáveis quando comparadas a

JJA e SON (Figura 5.9c). As vazões para JJA e SON apresentaram um comportamento inverso, enquanto JJA exibiu uma tendência positiva significativa ($p < 0.05$), SON apresentou uma tendência negativa significativa ($p < 0.05$), ou seja, as diferenças relativas das vazões entre os cenários de desmatamento e controle tendeu reduzir para JJA e aumentar para SON.

Sabe-se que nas últimas 3 décadas a bacia amazônica tem experimentado eventos extremos de secas e cheias, com tendências positivas de precipitação na porção Norte para o período chuvoso e negativas na porção sul para o período seco (ESPINOZA et al., 2018; GLOOR et al., 2013). Considerando que neste trabalho a precipitação utilizada para forçar o modelo hidrológico é prescrita (manipulada para incluir as diferenças projetadas por Spracklen et al., 2012), e que o produto de precipitação MSWEP captura a resposta da intensificação do ciclo hidrológico nas vazões da BRA (CORREA et al., 2017), é possível constatar que o cenário de desmatamento amplia a magnitude do impacto da intensificação do ciclo hidrológico durante a estação seca, principalmente em seu final (SON), como é possível verificar na Figura 5.9c. Por outro lado, a tendência identificada em JJA é reflexo das tendências de aumento das precipitações durante a estação chuvosa. Apesar da estação JJA ser considerada como período seco, deve-se considerar o atraso no tempo para que a água precipitada em várias regiões da BRA seja registrada na estação de Óbidos, da ordem de 2 a 3 meses (COE et al., 2016). Dessa forma, essas alterações nos padrões espaço temporais das vazões na BRA são propagadas para o Oceano Atlântico Tropical Norte.

Figura 5.9 - Comparação entre as vazões na estação de Óbidos para os cenários controle e desmatado BAU (1992-2015). (b) variabilidade interanual das diferenças das vazões (desmatamento BAU – controle), aplicou-se uma média móvel de 12 pontos para remover as variabilidades menores que 1 ano. (c) decomposição das diferenças das vazões por estação do ano.



Note que foram aplicados testes de Mann-Kendall para testar se existem tendências nas séries.

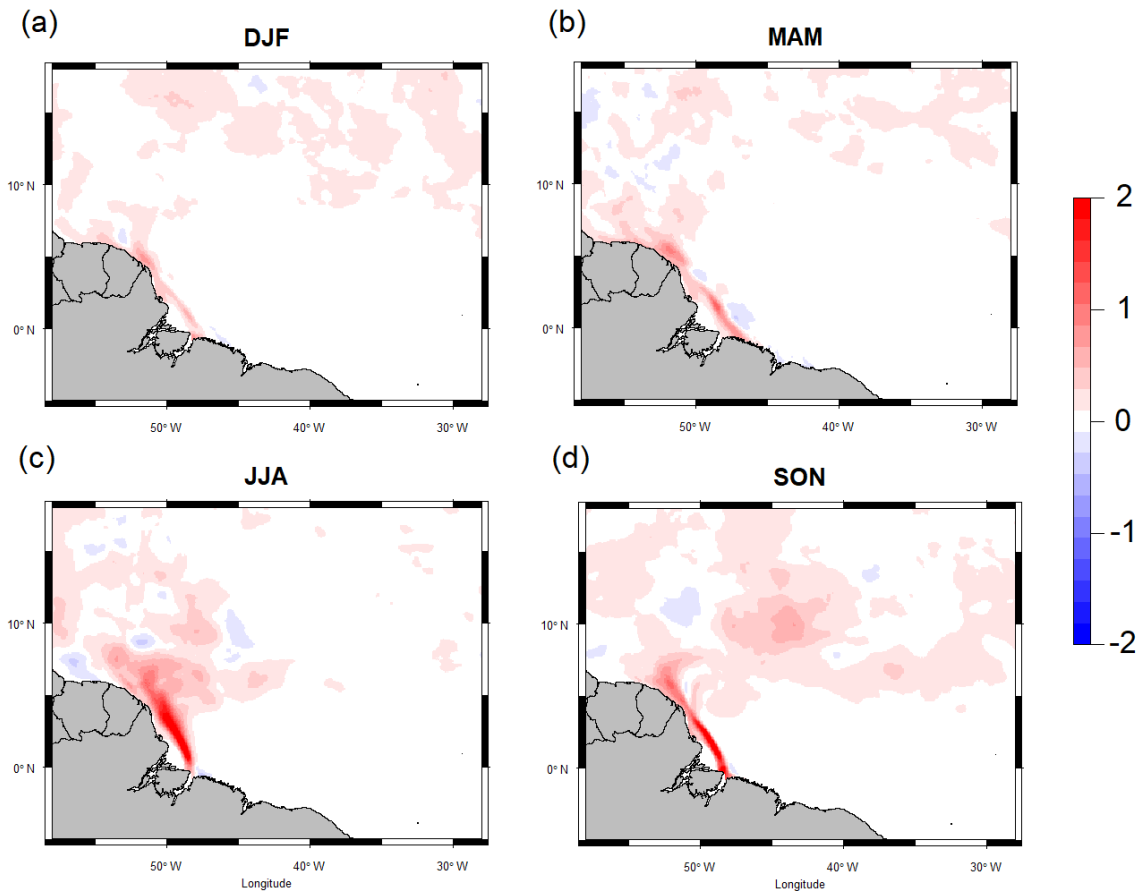
Fonte: Produção do autor.

5.3.1 Resposta do oceano às alterações de vazão na BRA causadas pelo desmatamento

A diferença entre o cenário de desmatamento e o controle, na região oceânica, demonstra o papel que as alterações no uso e cobertura da terra na BRA têm sobre a variabilidade do oceano (Figuras 5.10 e 5.11). Os resultados apontam que o desmatamento contribui para o aumento da SSM em toda superfície da porção oeste do Oceano Atlântico Tropical Norte, alcançando valores de 2 psu durante todas as estações do ano analisadas. De dezembro a maio as maiores diferenças de SSM são mais evidentes próximos à costa (Figura 5.10a e b). Como nesse período a influência da CNB é fraca, a PRA fica submetida majoritariamente ao forte regime dos ventos de NE, que atuam no confinamento e aumento do tempo de residência da pluma em áreas próximas à costa (JOHNS et al., 1998; STRAMMA; SCHOTT, 1999; JOHNS et al., 2002).

Entre junho e dezembro nota-se que a influência do desmatamento é mais forte, atuando em largas extensões do Atlântico Tropical Norte, principalmente na área de influência da CCNE, onde as alterações na vazão geram valores mais altos, apresentando, em alguns meses específicos, aumento de até 3 psu (não mostrado) na SSM (Figura 5.10 c e d). Nesse período a CNB começa a exercer influência sobre a PRA e ocorre uma transição da direção dos ventos de NE para o SE, aumentando o transporte da pluma para noroeste, até julho (NTIROEUR;DEMASTER;1996). Na sequência, entre agosto e Dezembro, ocorre o aumento da taxa de transporte da CNB, sendo a retroflexão da CNB o principal fator que modula a dispersão da PRA (NTIROEUR;DEMASTER;1996;JOHNS et al., 1998; STRAMMA; SCHOTT, 1999; JOHNS et al., 2002). Esses resultados apresentam coerência com estudos que utilizaram modelos oceânicos manipulando a vazão dos rios na região (Coles et al., 2013; Liung; 2020; Valeda et al., 2019; Masson; Delecluse; 2001). Vale ressaltar que em comparação aos trabalhos citados a modelagem oceânica realizada nesse trabalho tem maior resolução espacial e vertical e consegue resolver processos turbulentos de mesoescala, permitindo maior realismo ao comportamento do oceano.

Figura 5.10 - Mapas de diferenças sazonais na SSM (1992-2015) entre o cenário desmatado e controle para (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.



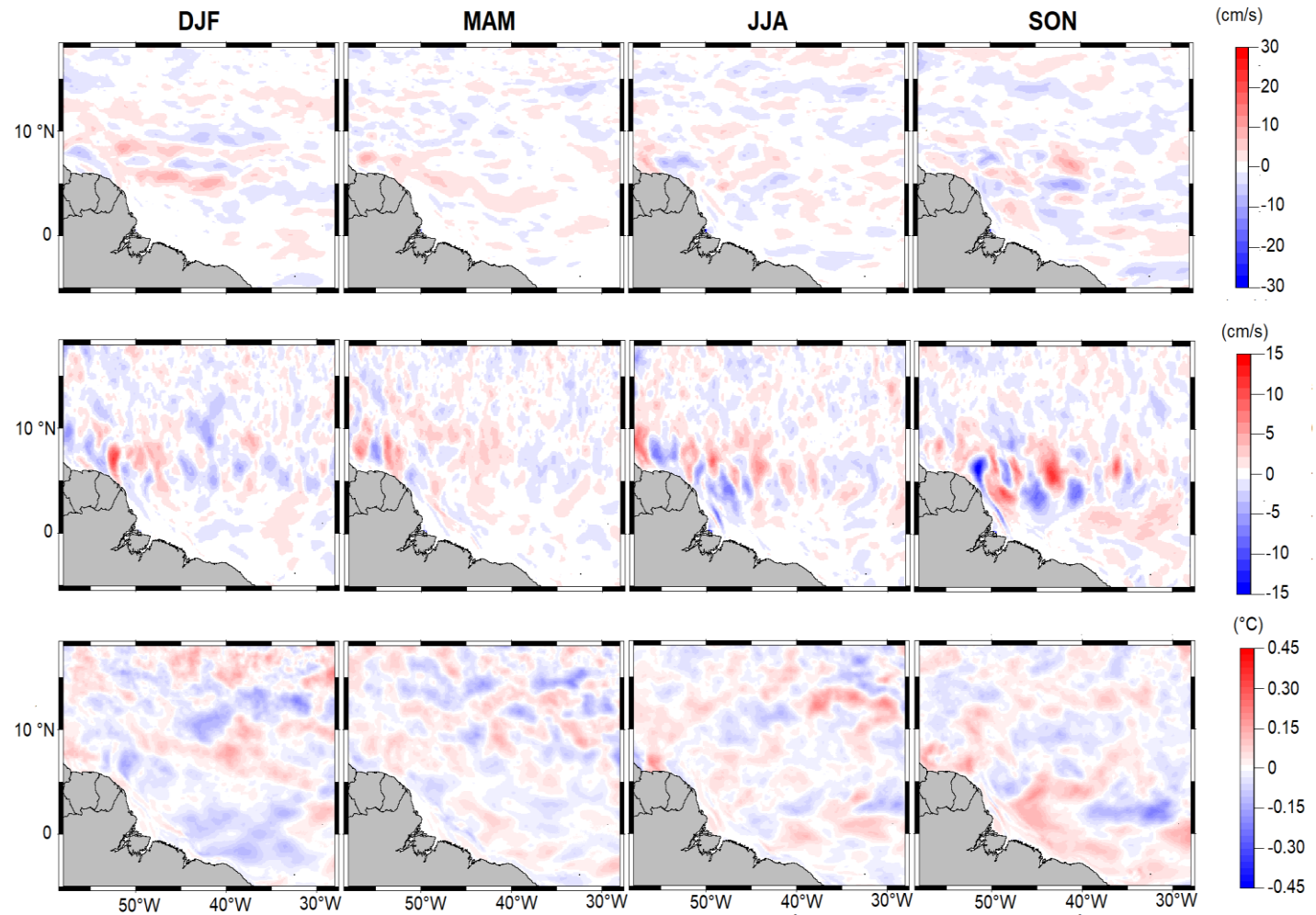
Fonte: Produção do autor.

O desmatamento impacta a variabilidade das velocidades zonal (u) e meridional das correntes oceânicas, conforme pode ser visualizado na Figura 5.11. Em uma escala geográfica mais ampla, essa influência não apresenta uma assinatura bem definida espacialmente, reflexo do impacto dinâmico causado pela variação da descarga fluvial sobre a circulação oceânica, principalmente sobre as regiões de influência da PRA (COLES et al., 2013; MASSON; DELUXE, 2001; URBANO et al., 2006). Pode-se observar, entretanto, que na área da PRA, entre 4 e 10 °N, há uma tendência de aumento na intensidade das componente zonal e meridional para DJF e MAM (Figura 5. 11, painéis da primeira e segunda linha), quando o aumento da salinidade é menor (Figura 5.10 a e b). As velocidades tendem a diminuir e aumentar de forma intercalada entre JJA e SON, com regiões que reduzem e aumentam as componentes das correntes. Masson e Delecluse (2001) sugeriram que as componentes geostróficas da retroflexão da CNB são enfraquecidas na

presença da pluma, sendo entre 10 e 20 cm/s menor pelo fato da água doce, menos densa, contribuírem com a redução da inclinação do nível do mar. Assim, o aumento da salinidade entre JJA e SON limitaria este enfraquecimento da componente geostrófica, o que poderia contribuir para os valores positivos observados. Coles et al. (2013), conduziu experimentos para comparar cenários com e sem influência da descarga dos rios e identificaram esse comportamento dinâmico, percebendo que na região da CCNE, em junho, o cenário com vazão dos rios aumentaria os gradientes de salinidade e densidade, intensificando o fluxo para norte nos 20 m da superfície, enquanto em setembro, a presença da vazão dos rios promove o alargamento da CNB, confinando-a na superfície em comparação com as simulações sem influência de rios, provocando uma redução na intensidade da corrente, evidenciando, para este mês, uma concordância com Masson e Deluxe (2001) sobre a redução nas componentes geostróficas das correntes oceânicas (ver Figura 15 em Coles et al. (2013)).

As diferenças na TSM ocasionadas pelo desmatamento apresentam alta variabilidade espacial, com valores positivos e negativos para a OATN, com predominância de valores mais baixos entre dezembro e maio, próximo a costa Norte da América do Sul (chegando a -0.5°C) (Figura 11). Alguns trabalhos também não apresentaram padrões muito claros nas mudanças de TSM em experimentos de sensibilidade na vazão de rios (VALEDA et al., 2019; NEWINGER; TOUMI; 2015). Huang e Mehta (2009) em simulações removendo a influência do Rio Amazonas constataram que a advecção das anomalias de temperatura é resultado da combinação entre as anomalias das correntes oceânicas e dos gradientes de temperatura climatológica, percebendo uma intensificação na corrente das Guianas, e esta combinação na componente da corrente anômala ao norte e do gradiente meridional positivo de temperatura climatológica provocaram um resfriamento da região (entre 1°C e 1.5°C).

Figura 5.11 - Diferenças sazonais dos módulos de u e v, painéis da primeira e segunda linha, respectivamente. E diferenças na TSM, Painéis na terceira linha.

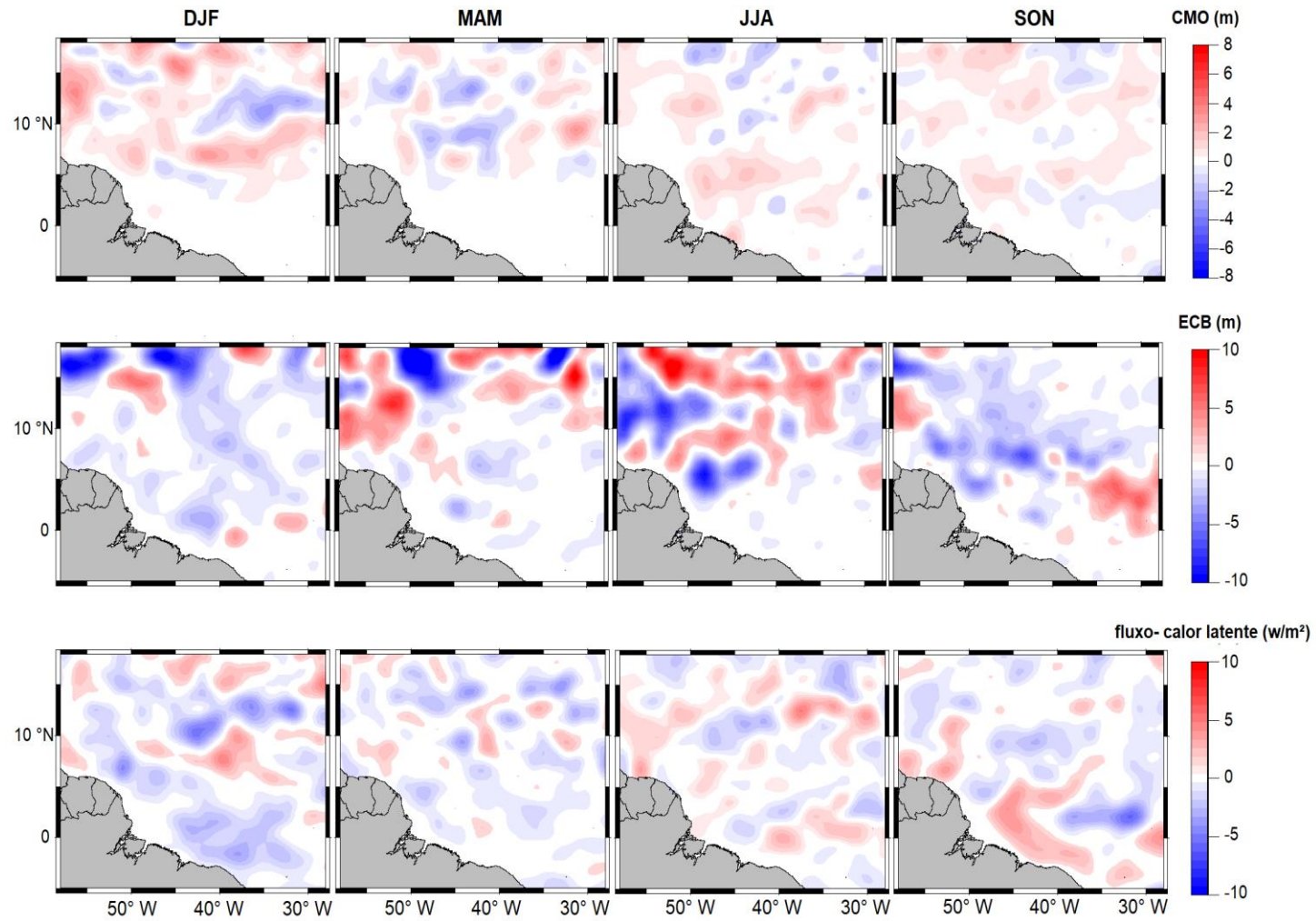


Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.12 mostra que o cenário de desmatamento modifica as CMO, ECB e fluxos de calor latente para as estações do ano. Os resultados da Figura 5.12 mostram que o desmatamento tende a tornar a camada de mistura mais profunda e a diminuir a ECB em consequência da diminuição do volume de água doce que entra no oceano, principalmente em regiões mais influenciadas pela PRA. A maior diminuição na ECB ocorre entre janeiro e agosto em regiões próximas à costa e a noroeste, próximo a região de formação dos vórtices (entre 50° e 58°W e 5° a 10°N), quando a pluma do rio é transportada em direção ao Mar do Caribe. Para SON as diferenças são orientadas para o leste, seguindo o transporte da pluma pela CCNE (Figura 5.12 painéis da segunda linha). As variações sazonais da ECB ao norte da foz do Amazonas, próximo ao equador, diferem do ciclo sazonal do ECB ao longo da CNE (PAILLER et al., 1999; MASSON; DELECLUSE, 2001). Existe três meses de defasagem entre a máxima vazão do Amazonas e seu impacto na ECB. Silva et al, (2005) mostram que mais água doce cria maiores ECB próximos à foz do Amazonas entre março e junho (SILVA et al., 2005) e na região da CCNE entre junho a outubro (PAILLER et al., 1999; MASSON; DELECLUSE, 2001).

Os fluxos de calor latente também são alterados pelo desmatamento, pois uma redução no fluxo de calor latente para a atmosfera próximo à costa e na região noroeste próximo a região de formação de vórtices entre dezembro a maio (Figura 5.12, painéis da terceira coluna). Entre SON percebe-se também uma redução no fluxo de calor latente na região da retroflexão. Essas diferenças são provavelmente resultado do aumento da camada de mistura e redução da camada barreira, o que provoca uma menor estratificação no oceano, e um menor aquecimento da água. Em relação ao aumento do fluxo de calor latente na região próxima à costa do nordeste e do Maranhão, pode ser resultado da alteração da magnitude das correntes zonal e meridional (Figura 5.11), as quais influenciam o aumento da TSM e consequentemente no aumento do fluxo de calor latente.

Figura 5.12 - Diferenças sazonais entre o cenário desmatado e controle(1992-2015) para CMO (primeira linha) ECB(segunda linha) e fluxo de calor latente (terceira linha).



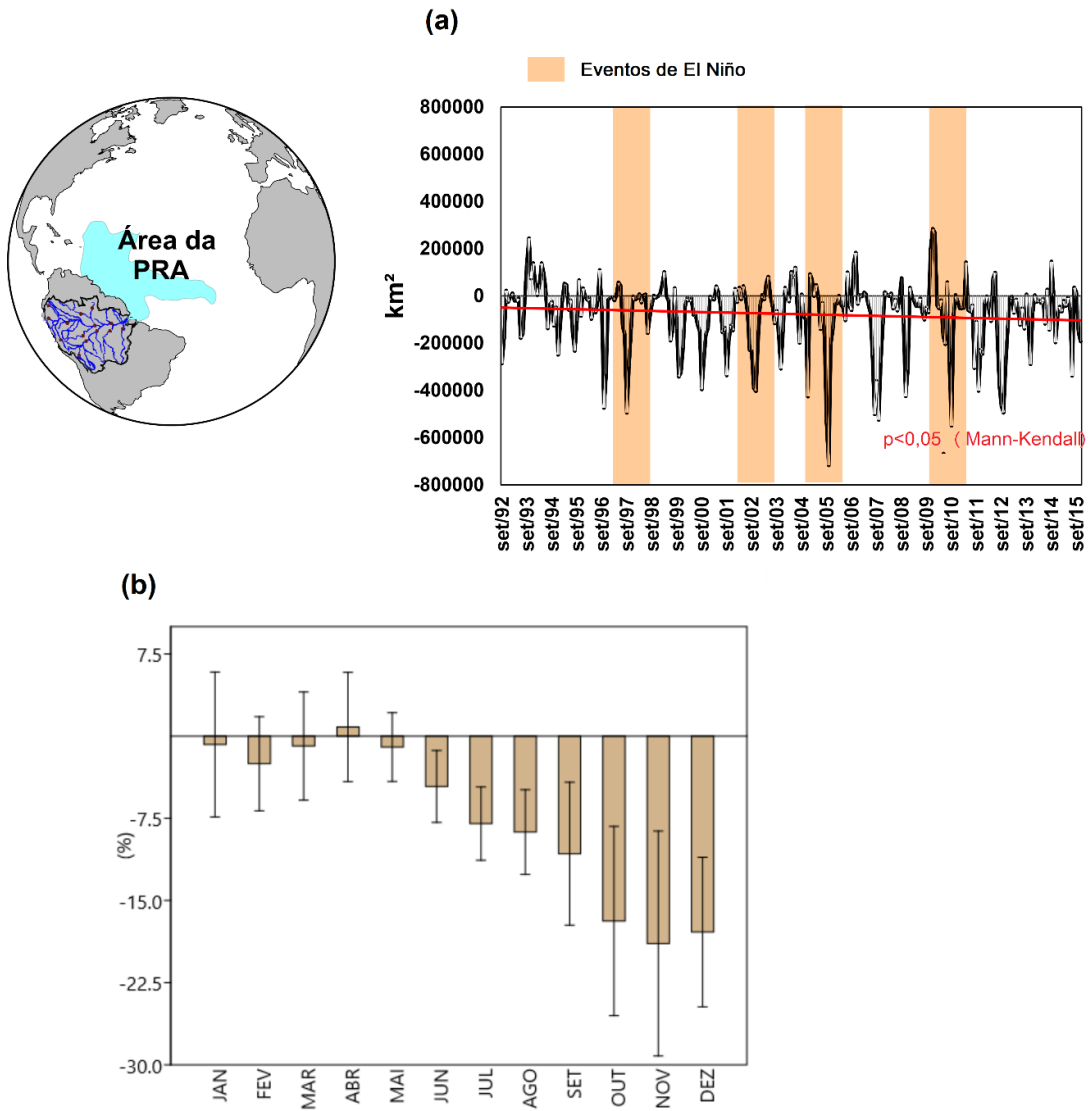
Fonte: Produção do autor.

5.3.2 Impacto de desmatamento na área da pluma e na região da retroflexão da CCNE

As alterações na vazão total introduzida no oceano em consequência do desmatamento provocam uma variabilidade na área da pluma entre 1992 e 2015 (Figura 5.13). Os resultados mostram uma tendência negativa de longo termo ($Z=2,28$, $p<0.05$, teste de Mann-Kendall), com uma taxa de redução de $23,4 \times 10^3$ km²/década (Figura 13 a), a qual equivale a ~3% da área média sazonal. Em termos relativos, os meses que apresentaram as maiores diferenças ocorreram no segundo semestre, chegando, em média, a -25% em novembro (Figura 5.13 b), embora em valores de área, as maiores diferenças ocorram em setembro.

Na Figura 5.13a também é possível notar que em anos de El Niño a área da pluma possui uma redução maior comparada aos outros anos. Sabe-se que o tamanho da PRA é fortemente correlacionada a descarga de Óbidos tanto na escala mensal ($r=0,98$) quanto interanual ($r=0,58$) (ZENG et al., 2008). Moller et al., (2010) estimaram que aproximadamente 74% da variabilidade da configuração espacial da área da PRA é controlada pela descarga do Rio Amazonas (~74%). Neste sentido pode-se afirmar que o desmatamento seguindo o cenário BAU amplifica o impacto do El Niño na extensão da área da pluma. Percebe-se que o impacto na área da PRA durante El Niño de 2005 foi maior que nos outros anos (Figura 13 a), inclusive do que a do ano 1997-1998, o ano da grande seca (ZENG et al., 2008). A explicação disso é que o El Niño de 2005 foi precedida por outro período seco, o El Niño de 2002-2003, onde a BRA teve apenas um ano para se “recuperar”, além disso, o déficit de chuvas de 2005 foi principalmente na porção sudoeste da Amazônia (Zeng et al. 2008), ou seja, região a qual as vazões foram muito impactadas no cenário BAU.

Figura 5.13 - Avaliação da variação da área da PRA (a) entre os cenários de desmatamento e controle. (b) variação relativa da área da PRA entre o cenário de desmatamento e controle.

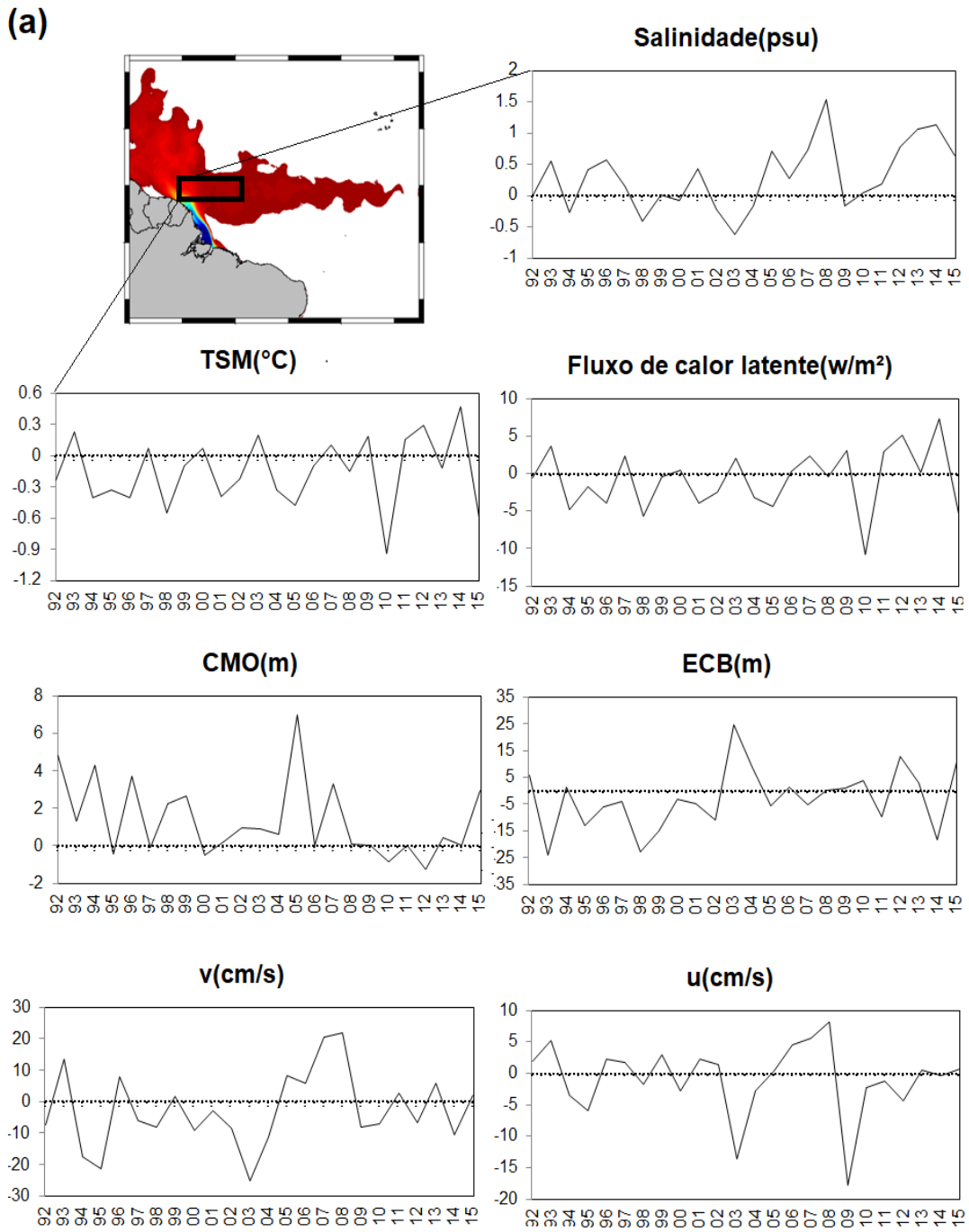


Note que em (a), são sombreadas os anos de El Niño 3.4. Resultado do teste de Mann-Kendall em letras vermelhas.

Fonte: Produção do autor.

A via de exportação de água doce pela CCNE, a qual transporta até 70% da água da pluma amazônica (GRODSKY et al., 2014; LENTZ; LIMBURNER, 1995), é considerada um bom indicador da interação das águas continentais com o oceano (GOUVEIA et al., 2019). De fato, foi possível constatar que o desmatamento promove perturbações na área de influência da CCNE. O aumento da SSM reduz a estratificação da camada superficial do oceano, aumentando a CMO, reduzindo a ECB, a TSM e os fluxos de calor latente (superfície do oceano mais fria) (Figura 5.14). Em especial, percebe-se que no mês de setembro, é quando ocorre a máxima expressão da pluma na região da CCNE, predominam diferenças positivas de SSM, CMO, juntamente com predominância de diferenças negativas de TSM, fluxo de calor latente, ECB e u e v .

Figura 5.14 - Diferenças temporais nas variáveis oceânicas (SSM, TSM, fluxo de calor latente, CMO, ECB, u e v) entre o cenário de desmatamento e controle para o mês de setembro na via de exportação da CCNE.



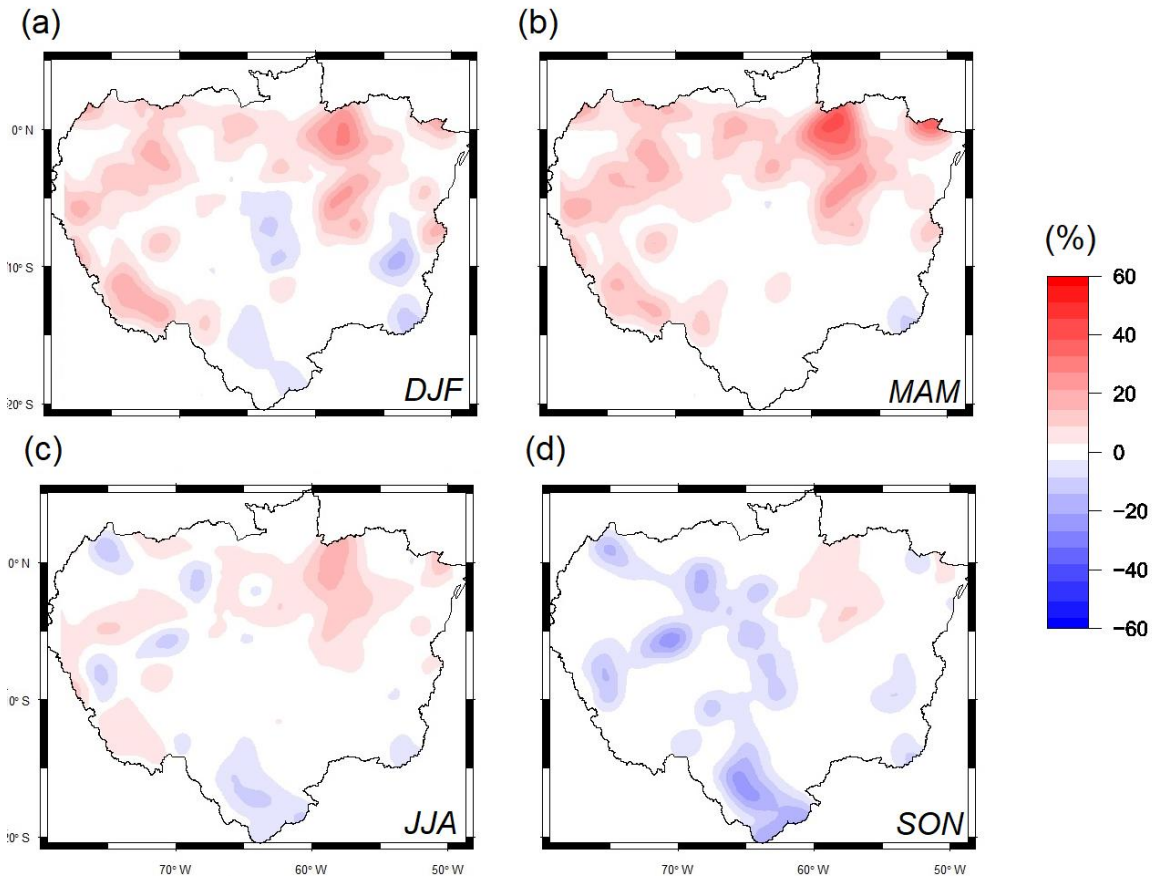
Fonte: Produção do autor.

5.3.3 Resposta do oceano às alterações de vazão na BRA causadas pelas tendências de intensificação projetadas até 2050

As altas frequências de secas e inundações severas na bacia do Rio Amazonas, nas últimas três décadas, associadas às alterações climáticas, aumentaram o interesse da comunidade científica em compreender o impacto dessas mudanças na dinâmica da floresta (POLADE et al. 2014; COOK et al. 2012; GUIMBERTEAU et al., 2013; BOISIER et al. 2015; ZULKAFLY et al. 2016;). Entretanto, o entendimento dessas alterações sobre o oceano não é conhecida. Essa seção avalia o que aconteceria com as vazões na BRA e com as condições termodinâmicas do oceano se as tendências na variabilidade da precipitação, observadas em Espinoza et al., (2018) se mantivessem até 2050.

Os resultados das diferenças sazonais entre 1992 a 2015 mostram que a vazão responde fortemente ao agravamento da intensificação do ciclo hidrológico, com predominância de aumento, entre 10 e 30%, das vazões na porção Norte, particularmente nas bacias do Rio Negro, Xingu e Solimões para os trimestres DJF, MAM, JJA e uma redução nas vazões para SON principalmente na região oeste e em pequenas áreas das subbacias do Rio Madeira e Solimões, chegando a -30% (Figura 5.15).

Figura 5.15 - Mapas de diferenças relativas entre os cenários de vazões (intensificação - controle) para os períodos sazonais das URH: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

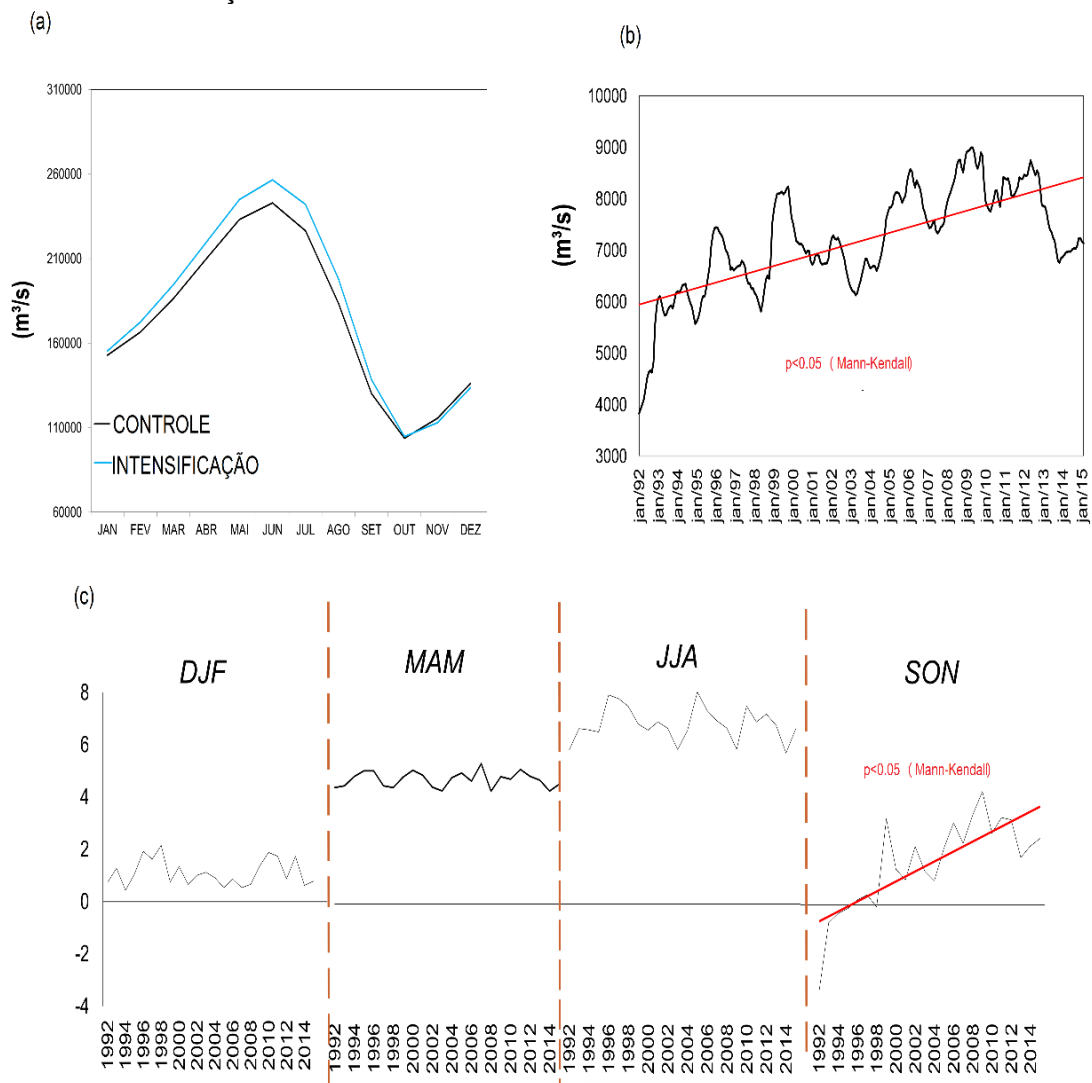


Fonte: Produção do autor.

O resultado da Figura 5.15 também sugere que o aumento da precipitação na porção Norte tem mais impacto nas mudanças das vazões do que a redução na porção sul. Isso fica mais evidente quando se observa as comparações entre o cenário de intensificação e controle na estação de Óbidos, as quais apresentam uma média de aumento líquido da quantidade de água aportada para o oceano (Figura 5.16a, b e c). Esse aumento líquido de vazão é percebido em todas as estações do ano (Figura 5.16 c), sendo maiores para JJA (6-8%) e MAM (~ 5%) quando comparado a DJF (0-2%) e SON (0-4%). Nota-se claramente uma tendência de aumento nas vazões relativas para SON sendo reflexo das tendências de aumento da precipitação no final da estação chuvosa, considerando o tempo de propagação da água até a estação de Óbidos (Figura 5.16 c). Na escala interanual,

nota-se uma tendência significativa de aumento ($p < 0,05$) (Figura 5. 16 b). Esse balanço positivo de água doce aportada no oceano ao longo dos anos é explicado pela importância relativa das sub bacias da BRA sobre a descarga do Rio Amazonas. De modo que as vazões das bacias do Rio Negro-Branco, Solimões e Tamshiyacu somadas representam 64% da vazão em óbidos (regiões com predominância de medias positivas de aumento Figura 5.15) enquanto a bacia do Madeira (porção sudoeste) contribui com apenas 16% da água do Rio Amazonas (RONCHAIL et al., 2006).

Figura 5.16 - (a) Comparação entre os regimes hidrológicos na estação de óbidos para ps cenários controle e intensificado(1992-2015). (b) variabilidade interanual (intensificado – controle), aplicou-se uma média móvel de 12 pontos para remover as variabilidades menores que 1 ano. (c) diferenças relativas por estação do ano.



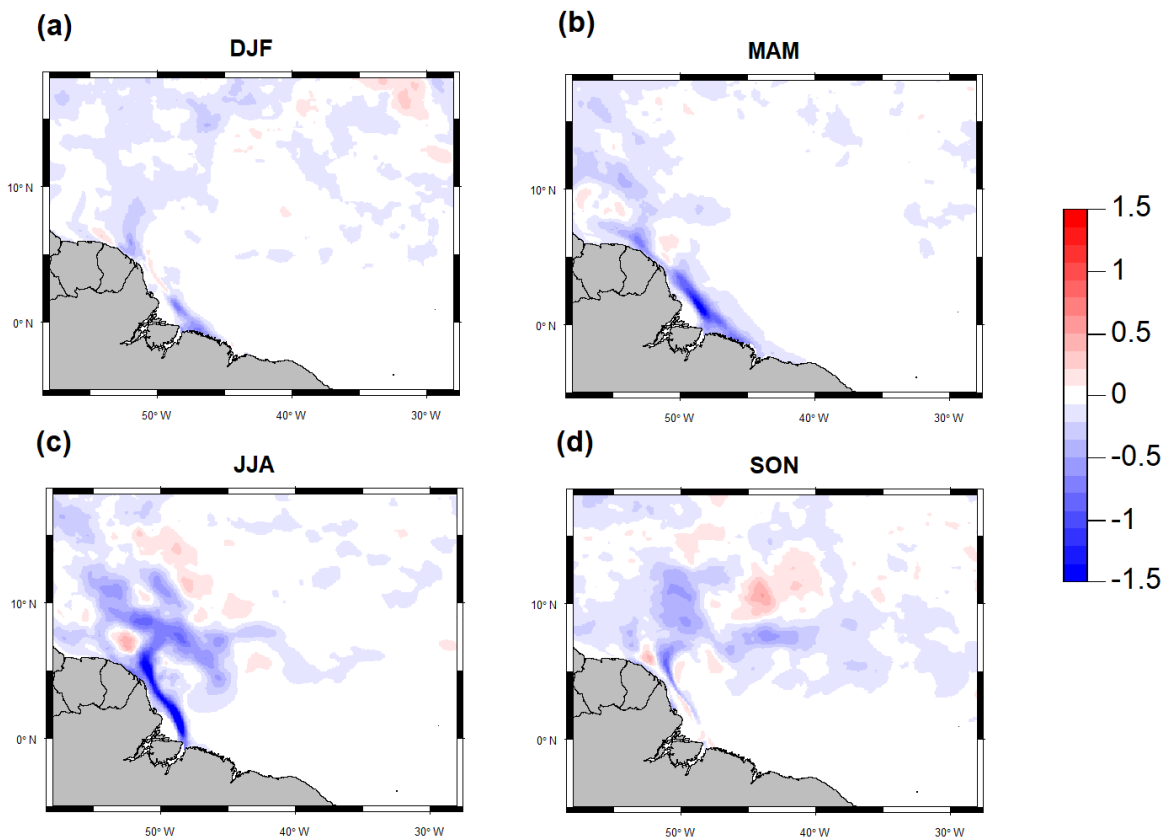
Note que foram aplicados testes de Mann-Kendall para testar se existem tendências nas séries.

Fonte: Produção do autor.

5.3.4 Impacto da intensificação hidrológica na pluma e no caminho de exportação de água da CCNE

A intensificação hidrológica projetada até 2050 tem impacto sobre o oceano (Figura 5.16 e 5.17) causando uma clara redução da SSM no oceano Atlântico Tropical Norte, alcançando valores médios de redução que chegam a -1.5 psu, principalmente nas regiões de influência da PRA em todas as estações do ano. Em DJF e MAM as maiores diferenças de SSM são próximas à costa. Em JJA e SON as maiores diferenças ocorrem principalmente na área de influência da CCNE. Essas modificações estão associadas às interações entre aumento na vazão de Óbidos, variabilidade do campo de ventos e transporte da CNE, como discutido em mais detalhes na Seção 5.3.1 (NTIROEUR; DEMASTER, 1996; JOHNS et al., 1998; STRAMMA; SCHOTT, 1999; JOHNS et al., 2002; JOHNS et al., 1998; STRAMMA; SCHOTT, 1999; JOHNS et al., 2002). Observa-se também que as diferenças de SSM na região de geração dos vórtices de núcleo quente se mantêm positivas entre MAM em diante até SON, coincidente com diferenças positivas (intensificação-control) de fluxo de calor latente (oceano mais quente que a atmosfera) (veja Figura 5.19 e 19, a seguir).

Figura 5.17 - Mapas de diferenças sazonais na SSM(1992-2015) entre o cenário intensificado e o controle para (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.



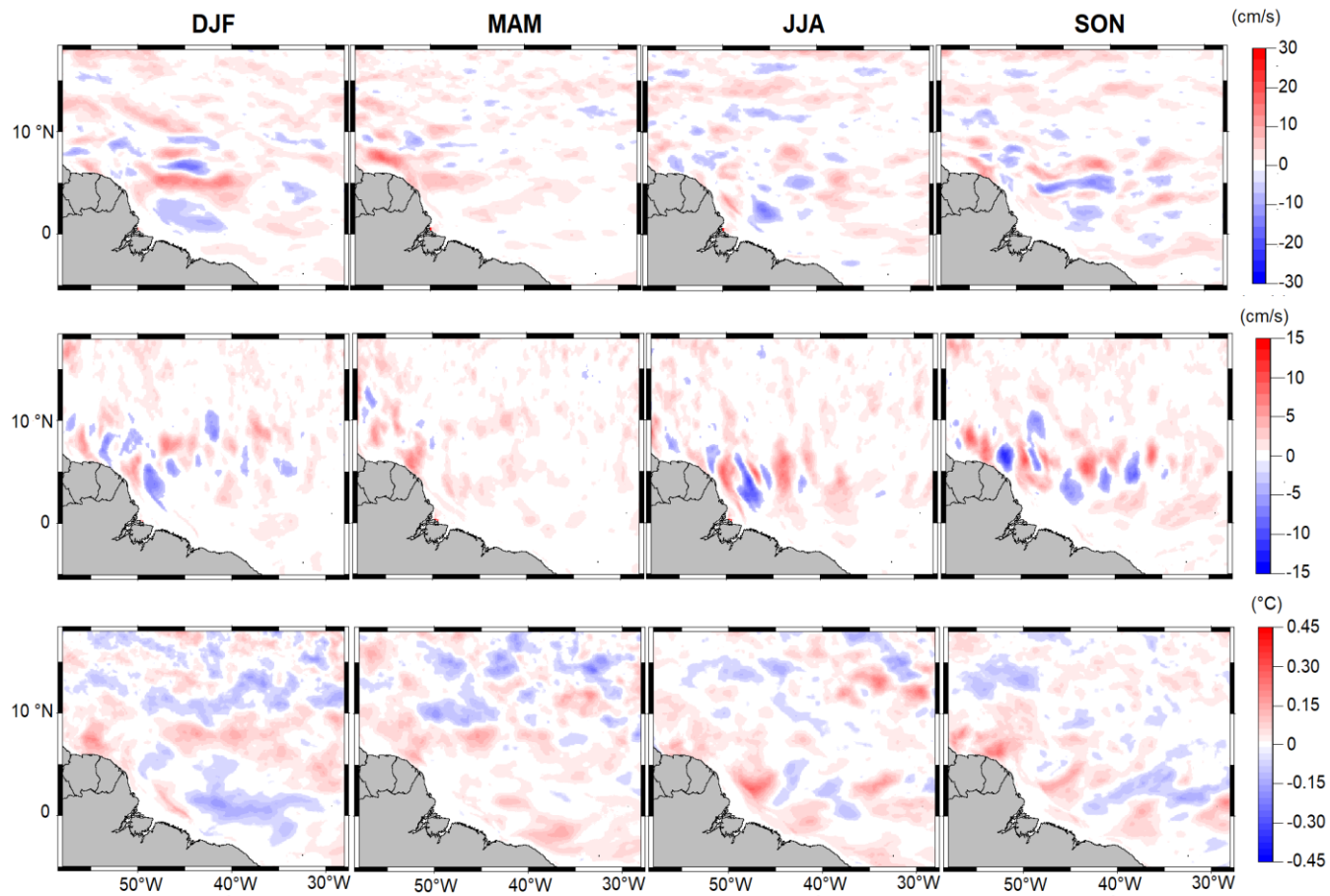
Fonte: Produção do autor.

O agravamento da intensificação também impacta a variabilidade da circulação superficial oceânica e suas características dinâmicas e termodinâmicas pelo aumento da descarga fluvial (COLES et al., 2013; MASSON; DELUXE, 2001; URBANO et al., 2006) (Figura 5.18). Existe uma predominância de aumento na velocidade zonal em praticamente todas as estações, principalmente na região da CG, área de formação de vórtices e da retroflexão (Figura 5.18, painéis da primeira linha). Em relação a TSM, apesar de apresentar regiões de aumento e redução na OATN, ocorre uma predominância de aumento, principalmente na região de influência da PRA, chegando a +0,8 °C.

Para as regiões da pluma nota-se uma redução média na CMO, aumento da ECB e aumento nos fluxos de calor latente do oceano para a atmosfera (Figura 5.19). Isso corrobora a hipótese ilustrada na Figura 5.7 pois muitas partes afetadas pelo

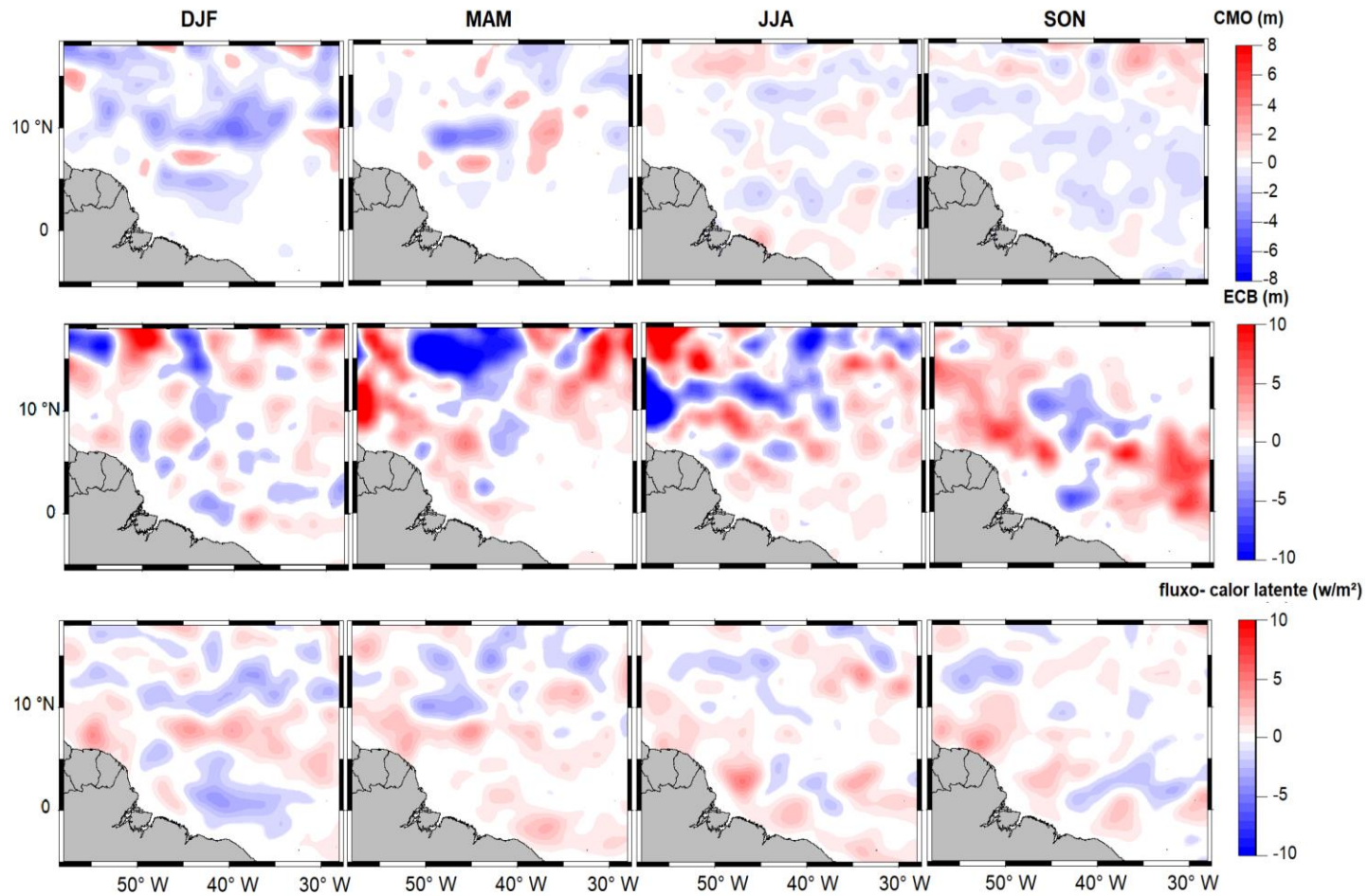
agravamento da intensificação (de aumento na precipitação), principalmente durante o período chuvoso, estão localizadas nas regiões da BRA que apresentam maiores covariâncias com a SSM observada.

Figura 5.18 - Diferenças sazonais entre os cenários de intensificação e controle(1992-2015) nos módulos de u e v, painéis da primeira e segunda linha, respectivamente. E diferenças na TSM, painéis na terceira linha.



Fonte: Produção do autor.

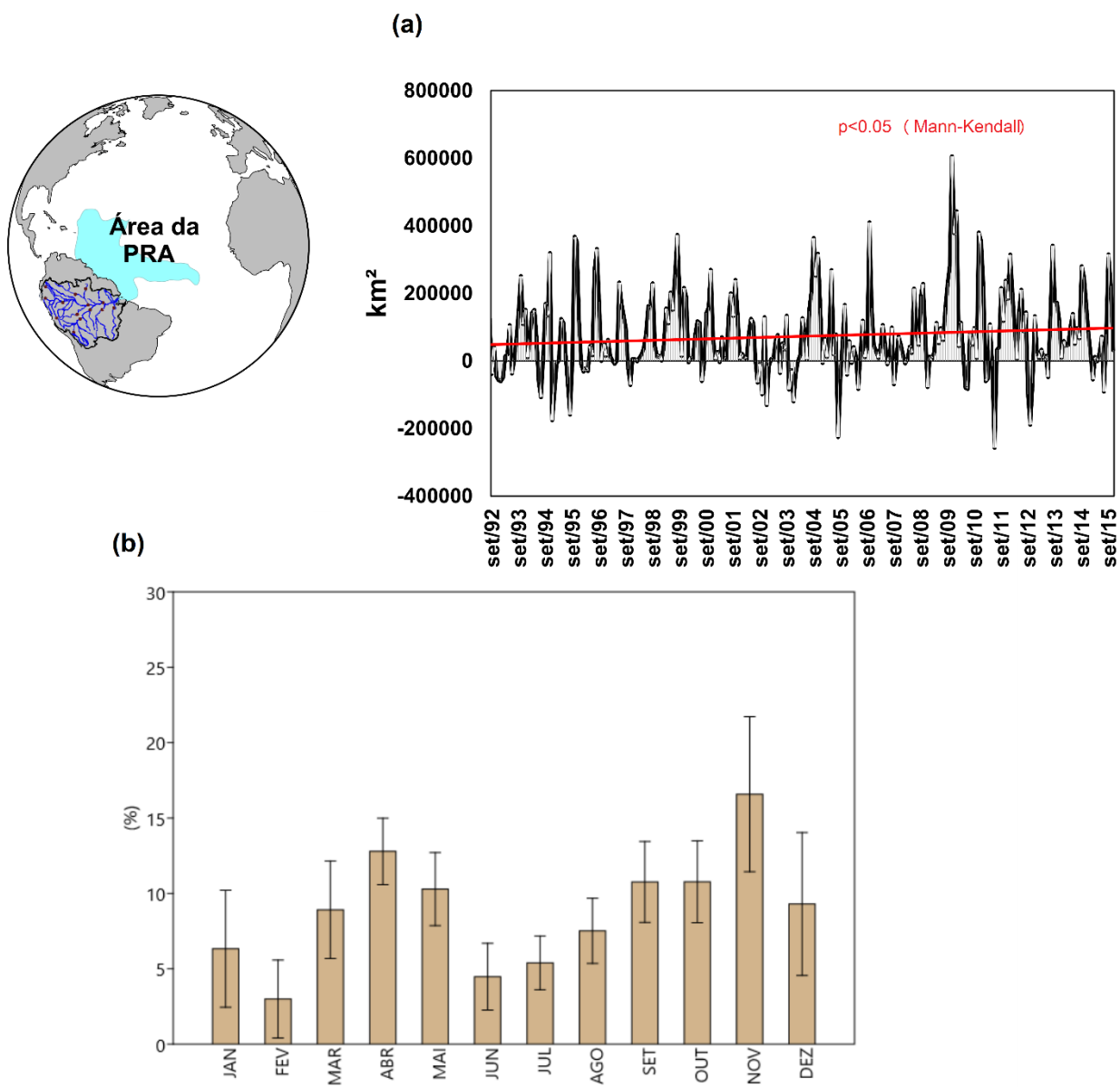
Figura 5.19 - Diferenças sazonais entre o cenário intensificado e controle(1992-2015) para CMO (primeira linha) ECB(segunda linha) e fluxo de calor latente (terceira linha).



Fonte: Produção do autor.

A maior entrada de água doce no oceano ocasionado pelo agravamento da intensificação introduz variabilidade na área da pluma, tendendo a apresentar uma pluma maior do que o cenário controle para praticamente todos os anos, apresentando uma tendência positiva de aumento ($p < 0.05$; $Z = 2,48$) a uma taxa de $\sim 21 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{década}$, a qual equivale a $\sim 2,5\%$ da área média sazonal (Figura 5.20 a). Os meses que apresentaram maiores diferenças médias relativas foram abril (13%) e Novembro (18%) (Figura 5.20b). Esse resultado corrobora com Liang et al., (2020) que identificou que a sazonalidade da área PRA responde quase que linearmente às mudanças na vazão do Rio Amazonas. É possível notar que 2009 foi o ano que o cenário intensificado apresentou a maior diferença na pluma. Este ano teve forte descarga do Rio Amazonas causada pelo comportamento anômalo do Atlântico Norte equatorial (FOLTZ et al., 2012; GRODSKY et al., 2014).

Figura 5.20 - Avaliação da variação da área da PRA entre os cenários de intensificação e controle(a). (b) variação relativa das áreas entre o cenário de intensificado e controle.

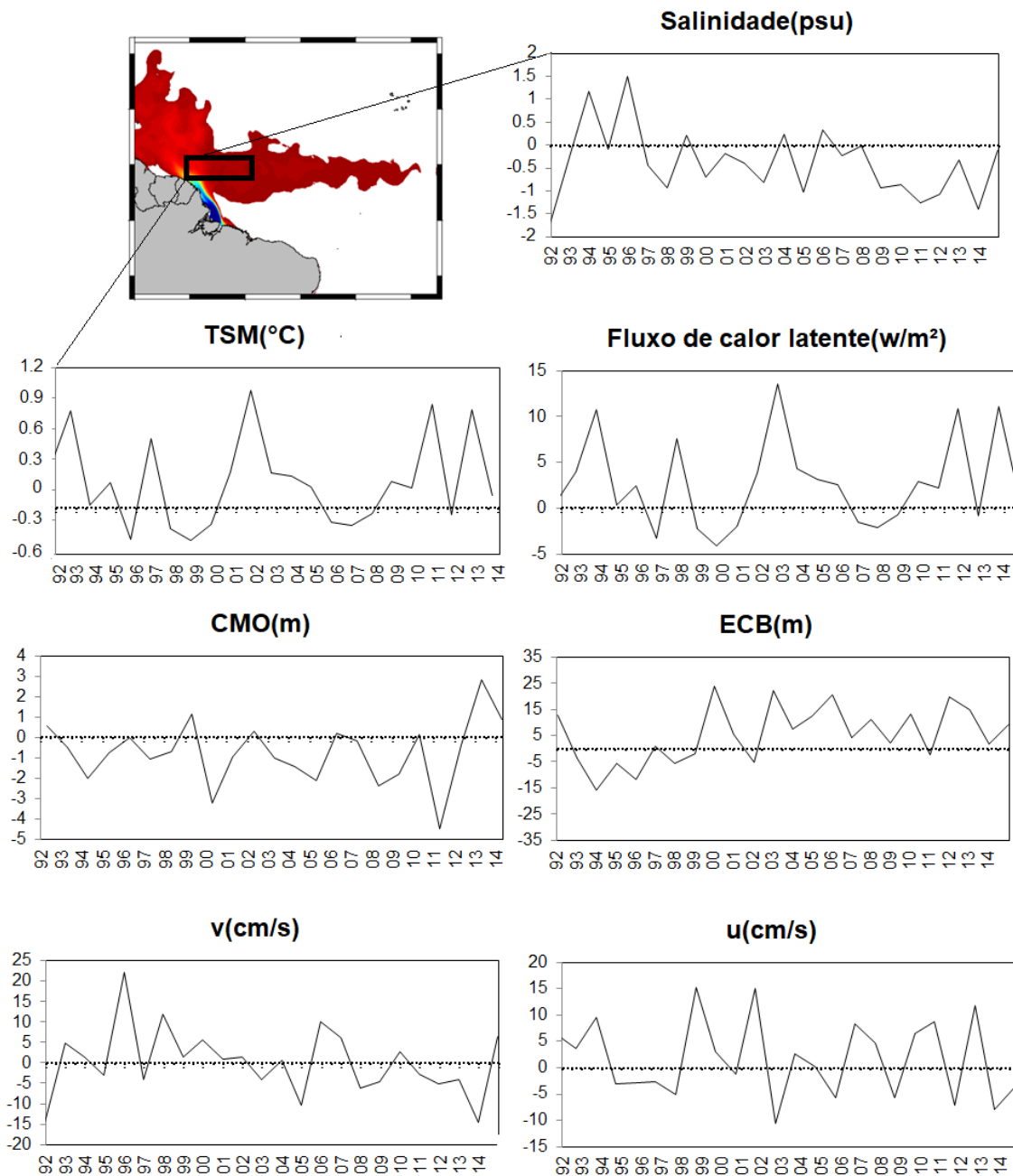


O teste de Mann-kendall foi realizado (letras vermelhas).

Fonte: Produção do autor.

Na área de exportação de água pela CCNE, para o mês de setembro, nota-se que o agravamento da intensificação tende a reduzir a SSM, provocando uma maior estratificação, reduzindo a CMO, aumentando a ECB, TSM e os fluxos de calor latente para a atmosfera (Figura 5.21).

Figura 5.21- Diferenças temporais nas variáveis oceânicas (SSM, TSM, fluxo de calor latente, CMO, ECB, u e v) entre o cenário de desmatamento e controle para o mês de setembro na via de exportação da CCNE.



Fonte: Produção do autor.

A questão que se coloca é que o desmatamento e a intensificação do ciclo hidrológico são dois processos concorrentes atuando sobre as vazões na BRA e com impactos antissimétricos para o oceano. Os resultados indicam que é difícil fazer projeções futuras sem considerar a influência desses dois mecanismos atuando simultaneamente sobre a BRA. Dessa forma, é de suma importância pesquisas futuras que abordem esta temática.

6 CONCLUSÃO

Nesta tese, analisou-se os impactos das mudanças no ciclo hidrológico da bacia do Rio Amazonas causadas pela intensificação do ciclo hidrológico e pelo desmatamento sobre a dinâmica do oceano Atlântico Tropical Norte. Os resultados permitiram responder às questões principais levantadas na tese e os objetivos.

6.1 Quais os impactos observados da variabilidade dos componentes hidrológicos da BRA sobre o oceano Atlântico Tropical Norte?

Os resultados focaram no entendimento do sistema integrado conectado pela SSM, a exportação de água da pluma do Rio Amazonas, as componentes hidrológicas da BRA (precipitação, vazões, água armazenada na bacia) e anomalias de TSM no Atlântico Tropical e Pacífico. Neste sentido, encontraram-se fortes correlações negativas entre precipitação, AAV, vazão de rios e SSM_{CCNE} na porção oeste da BRA, durante a estação chuvosa. Isso destaca o importante papel do regime hidrológico da porção oeste da BRA modulando a interação da água de baixa salinidade da PRA em relação a variabilidade da SSM_{CCNE} e à exportação de águas de origem fluvial exportada na OATN.

As análises de tendência mostraram que a precipitação na BRA, entre 2002 e 2017, apresenta uma tendência positiva significativa durante a estação chuvosa em porções das sub-bacias do Solimões, Negro e Madeira com recorrência de cheias aumentando após 2007 na estação fluviométrica de Óbidos. Por outro lado, no oceano, identificou-se um aumento na distância de exportação de água da PRA para o leste, acompanhada da diminuição da SSM_{CCNE} juntamente com tendências negativas significativas da precipitação menos evaporação oceânica (aumento da evaporação) entre 13 e 20°N no oceano Atlântico. Isso sugere que o tanto o declínio na SSM_{CCNE} quanto o aumento na exportação de água da PRA estão associados a variabilidade da precipitação na BRA causadas pelas anomalias positivas de TSM no oceano Atlântico Tropical.

Sabe-se que as anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico modulam a variabilidade interanual da precipitação da BRA. Identificou-se que o ENM tornou-se mais negativo de 2009 a 2015/16, enquanto a TNA e a OMA apresentaram tendências positivas ao longo destes anos. Este contraste entre eles amplia e acelera a intensificação do ciclo hidrológico da BRA, causando um aumento no fluxo de calor latente para a atmosfera, aumentando a quantidade de umidade sobre o oceano, a qual é advectada pelos ventos alísios para a BRA, contribuindo para as tendências positivas de precipitação, principalmente na porção oeste da bacia. Isso provoca a entrada de mais água doce no oceano, impactando diretamente no aumento da exportação de água doce na região da CCNE, causando um aumento na espessura da camada de barreira e redução da mistura vertical. Isso causa menos entranhamento de calor, que fica aprisionado na camada superior do oceano, devido à presença de uma forte pycnoclina abaixo da camada de mistura. Assim, propôs-se um conceitual que relaciona os processos oceânicos, atmosféricos e continentais, responsáveis pela intensificação do ciclo hidrológico, enfatizando nas consequências da dinâmica do Oceano Atlântico tropical Norte.

6.2 Como o desmatamento, seguindo a projeção BAU para 2050 afetaria a dinâmica do oceano no Atlântico Tropical Norte?

O experimento considerando cenário BAU para 2050 mostrou que o desmatamento provoca diminuições intensas nas vazões dos rios principalmente na porção sul da bacia durante todos os meses analisados, porém sendo mais intensa durante a estação seca (setembro, outubro e novembro), com diminuições de até 60% em algumas regiões. A principal causa para essas diminuições são os feedbacks atmosféricos, atuando na redução no processo de reciclagem na bacia.

Assim, com o aumento do desmatamento, identificou-se uma mudança no regime hidrológico na estação de Óbidos, na qual foi observado um padrão de redução média na vazão, sendo mais acentuada entre maio e novembro, e máxima de aproximadamente 12% em setembro. Com isso, o desmatamento

impõe uma redução sistemática na vazão total descarregada no oceano e apresenta uma tendência negativa significativa de longo termo.

A diferença entre as variáveis controle e desmatamento na região oceânica demonstra o papel das alterações no uso e cobertura da terra na BRA sobre a variabilidade das variáveis oceânicas. Isto ficou evidenciado uma vez que o desmatamento contribui para o aumento da SSM em toda superfície da porção oeste do Oceano Atlântico Tropical Norte relacionado à descarga de água doce para o oceano e a dinâmica da CNB. Além disso, o desmatamento impacta a variabilidade das velocidades zonal (u) e meridional das correntes oceânicas. Adicionalmente, os resultados demonstraram que o cenário de desmatamento modifica as CMO, ECB e fluxos de calor latente para a atmosfera, uma vez que a camada de mistura tende a se tornar mais profunda e a ECB mais rasa em consequência da redução de água doce introduzida para o oceano, principalmente em regiões mais influenciadas pela pluma do Rio Amazonas.

Em relação à área da PRA foram evidenciadas uma tendência negativa significativa de longo termo com taxa de redução aproximadamente $\sim 3\%$ por década, com maior impacto no segundo semestre. Foi possível notar que durante eventos de El Niño a área da pluma apresentou uma maior redução quando comparada aos outros anos. Sugerindo que o cenário de desmatamento amplia a magnitude do impacto da intensificação do ciclo hidrológico durante a estação seca.

No mês de setembro, no qual ocorre à máxima expressão da pluma na região da CCNE, nota-se a predominância de maiores valores de SSM, CMO, juntamente com predominância de menores valores de TSM, fluxo de calor latente, ECB e u e v . Isso demonstra que o desmatamento aumenta a SSM, provocando uma menor estratificação, aumentando a CMO, redução da ECB, redução na TSM e nos fluxos de calor latente.

6.3 Como o agravamento do cenário de intensificação afetaria a dinâmica do oceano no Atlântico Tropical Norte?

Os resultados do agravamento da intensificação do ciclo hidrológico da BRA mostram uma predominância de aumento nas vazões, entre 10 e 30%, principalmente na porção Norte, particularmente nas bacias do Rio Negro, Xingu e Solimões entre dezembro a agosto e uma redução para SON principalmente na região oeste, sugerindo que o aumento da precipitação na porção Norte tem mais impacto nas mudanças das vazões do que a redução na porção sul. Essas variabilidades impõem uma tendência positiva da água aportada para o oceano ao longo dos anos, principalmente em MAM e JJA.

Esse balanço positivo de água doce para o oceano influencia na redução da SSM no oceano Atlântico Tropical Norte, principalmente nas regiões de influência da PRA. Além disso, notou-se a predominância de aumento na velocidade zonal em praticamente todas as estações sazonais, principalmente na região das correntes das guianas, sentido caribe, área de formação de vórtices e da retroflexão. A TSM tende a aumentar na região da PRA.

Frente a este cenário a área da pluma, tende a apresentar uma área maior do que o cenário controle para praticamente todos os anos, apresentando uma tendência positiva de aumento equivalente a ~2,5% da área média sazonal. Os meses que apresentaram maiores diferenças médias relativas foram abril (13%) e Novembro (18%) Na área de exportação de água pela CCNE, para o mês de setembro, nota-se que o agravamento da intensificação tende a reduzir a SSM, provocando uma maior estratificação, reduzindo a CMO, aumentando a ECB, TSM e os fluxos de calor latente.

6.4 Perspectivas futuras

Os resultados desta tese fornecem uma visão dos impactos da intensificação do ciclo hidrológico e do desmatamento da BRA sobre o oceano Atlântico Tropical Norte, com ênfase na pluma do Rio Amazonas, podendo servir de base para o desenvolvimento de pesquisas futuras. Neste sentido, uma análise que possibilitaria uma melhor compreensão dos mecanismos que interferem no ciclo

hidrológico da BRA seria incorporar nas simulações os dois cenários discutidos nesta tese simultaneamente. Além disso, utilizar um período mais longo nas simulações aumentaria a robustez das conclusões.

Outra sugestão seria aumentar a resolução espacial e vertical das simulações hidrodinâmicas oceânicas. Na espacial, resoluções maiores que 9 km possibilitam estudar com maior detalhamento os impactos do desmatamento e da intensificação da BRA no desenvolvimento e deslocamento de vórtices e frentes (ex.: salinidade e temperatura) em um regime de sub-mesoescala. Por outro lado, uma resolução vertical maior na superfície do oceano ajudaria a caracterizar e fornecer estimativas mais acuradas dos processos de estratificação oceânica influenciados pela interação entre as águas continentais e oceânicas.

Os resultados dos experimentos na circulação Atlântica regional, SSM, TSM, CMO e ECB dos dois cenários testados podem ser analisados a partir de outras perspectivas que visem ampliar o conhecimento sobre a dinâmica de interação oceano-atmosfera, como por exemplo, em processos de teleconexões atmosféricas e o impacto das alterações na BRA sobre a circulação termohalina. Além disso, a avaliação das variações da ECB pode orientar estudos sobre a implicação do desmatamento e intensificação do ciclo hidrológico sobre a iniciação e intensificação de ciclones tropicais no OATN, pelo fato da ECB estar associada a retenção de calor.

Uma outra sugestão seria realizar simulações com um modelo biogeoquímico considerando os dois cenários para avaliar impactos na dinâmica de nutrientes, variabilidade fitoplanctônica, produtividade primária e possíveis implicações na pesca. Outra abordagem seria avaliar as variáveis continentais e oceânicas utilizando modelos do sistema terrestre com todos os componentes estudados nesta tese, permitindo estudar os processos de feedback atmosférico dado os cenários de intensificação e desmatamento.

Por fim, para aprofundar o entendimento dos mecanismos que influenciam na OATN, além do desmatamento e intensificação, uma outra abordagem seria utilizar forçantes de cenários de projeções futuras do IPCC considerando

diferentes emissões de CO₂ no modelo oceânico hidrodinâmico para poder analisar a resposta da SSM, TSM, CMO, ECB, circulação atlântica regional. Isto poderia descrever em maior detalhe a influência de diferentes vetores de alterações das variáveis oceânicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent amazonian droughts. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 7, 2007.
- ANDREAE, M. O. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1337–1342, 2004.
- ARAGÃO, L. E. O. C. The rainforests water pump. **Nature**, v. 489, n. 7415, p. 217–218, 2012.
- ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent amazonian droughts. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 7, 2007.
- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. **General Circulation Models of the Atmosphere**, v. 17, p. 173–265, 1977.
- ARRAUT, J. M.; NOBRE, C.; BARBOSA, H. M.; OBREGON, G.; MARENGO, J. Aerial rivers and lakes: looking at large-scale moisture transport and its relation to amazonia and to subtropical rainfall in south america. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 543–556, 2012.
- ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the south american region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 9, p. 1902–1912, 2009.
- BA, M. B.; GRUBER, A. GOES multispectral rainfall algorithm (GMSRA). **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 8, p. 1500–1514, 2001.
- BALAGURU, K.; CHANG, P.; SARAVANAN, R.; JANG, C. J. The barrier layer of the atlantic warm pool: formation mechanism and influence on the mean climate. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 64, n. 1, e18162, 2012.
- BARICHIVICH, J.; GLOOR, E.; PEYLIN, P.; BRIENEN, R. J.; SCHÖNGART, J.; ESPINOZA, J. C.; PATTNAYAK, K. C. Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened walker circulation. **Science Advances**, v. 4, n. 9, eaat8785, 2018.
- BARRETT, E. C.; MARTIN, D. W. **The use of satellite data in rainfall monitoring**. [S.l.]: Wiley, 1983. 440–440 p.
- BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W. R.; LENTZ, S. J.; CASTRO, B. M.; CACCHIONE, D.; CARNEIRO, N. The m2

- tideon theamazon shelf. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 100, n. C2, p. 2283–2319, 1995.
- BECKER, M.; MEYSSIGNAC, B.; XAVIER, L.; CAZENAVE, A.; ALKAMA, R.; DECHARME, B. Past terrestrial water storage (1980–2008) in the Amazon basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 2, p. 533–546, 2011.
- BECK, H. E.; DIJK, A. I. V.; LEVIZZANI, V.; SCHELLEKENS, J.; MIRALLES, D. G.; MARTENS, B.; ROO, A. d. Mswep: 3-hourly 0.25 global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 1, p.589–615, 2017.
- BECK, H. E.; VERGOPOLAN, N.; PAN, M.; LEVIZZANI, V.; DIJK, A. I. V.; WEEDON, G. P.; BROCCA, L.; PAPPENBERGER, F.; HUFFMAN, G. J.; BOISIER, J. P.; CIAIS, P.; DUCHARNE, A.; GUIMBERTEAU, M. Projected C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research Letters**, v. 3, n. 1, e 014002, 2008.
- BEVEN, K. How far can we go in distributed hydrological modelling? **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 5, n. 1, p. 1–12, 2001.
- BOERS, N.; MARWAN, N.; BARBOSA, H. M.; KURTHS, J. A deforestation-induced tipping point for the south american monsoon system. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 1–9, 2017.
- BOISIER, J. P.; CIAIS, P.; DUCHARNE, A.; GUIMBERTEAU, M. Projected strengthening of amazonian dry season by constrained climate model simulations. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 7, p. 656–660, 2015.
- BOURLÈS, B et al. The pirata program: history, accomplishments, and future directions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 89, n. 8, p. 1111–1126, 2008.
- BRAVO, J.; ALLASIA, D.; PAZ, A.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. Coupled hydrologic-hydraulic modeling of the upper Paraguay river basin. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 5, p. 635–646, 2012.
- BRETHERTON, C. S.; SMITH, C.; WALLACE, J. M. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. **Journal of Climate**, v. 5, n.6, p. 541–560, 1992.
- CALLEDE, J.; COCHONNEAU, G.; ALVES, F. V.; GUYOT, J.-L.; GUIMARAES, V. S.; OLIVEIRA, E. D. The river Amazon water contribution to the Atlantic Ocean. **Revue des Sciences de L'eau**, v. 23, n. 3, 2010.
- CARTON, J. A.; GIESE, B. S. A reanalysis of ocean climate using Simple

Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2999-3017, 2008.

CARVALHO, L. M.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; DIAS, P. L. S.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 9-10, p. 1865–1880, 2011.

CHELTON, D. B.; DESZOEKE, R. A.; SCHLAX, M. G.; NAGGAR, K. E.; SIWERTZ, N. Geographical variability of the first baroclinic rossby radius of deformation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 3, p. 433–460, 1998.

CHEN, J. L.; WILSON, C. R.; TAPLEY, B. D. The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE. **Water Resources Research**, v. 46, n. 12, 2010.

CHÉRUBIN, L.; RICHARDSON, P. Caribbean current variability and the influence of the Amazon and orinoco freshwater plumes. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 54, n. 9, p. 1451–1473, 2007.

CLEVELAND, R. B.; CLEVELAND, W. S.; MCRAE, J. E.; TERPENNING, I. Stl: a seasonal-trend decomposition. **Journal of Official Statistics**, v. 6, n. 1, p. 3– 73, 1990.

COE, M. T.; MACEDO, M. N.; BRANDO, P. M.; LEFEBVRE, P.; PANDAY, P.; SILVÉRIO, D. The hydrology and energy balance of the Amazon basin. In: NAGY, L.; FORSBERG, B. R.; ARTAXO, P. (Ed.). **Interactions between biosphere, atmosphere and human land use in the Amazon basin**. Berlin, Heidelberg: Springer, 2016. p.35-53.

COE, M. T.; COSTA, M. H.; SOARES-FILHO, B. S. The influence of historicaland potential future deforestation on the stream flow of the amazon river–land surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, v. 369, n. 1/2, p. 165–174, 2009.

COLES, V. J.; BROOKS, M. T.; HOPKINS, J.; STUKEL, M. R.; YAGER, P. L.; HOOD, R. R. The pathways and properties of the Amazon River plume in the tropical north Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, p. 6894– 6913, 2013.

COLES, V. J.; BROOKS, M. T.; HOPKINS, J.; STUKEL, M. R.; YAGER, P. L.; HOOD, R. R. The pathways and properties of the amazon river plume in the tropical north atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 12, p. 6894–6913, 2013.

COLLISCHONN, B.; PAIVA, R.; COLLISCHONN, W.; MEIRELLES, F. S. C.; SCHETTINI, E. B. C.; FAN, F. M. Modelagem hidrológica de uma bacia com uso intensivo de água: caso do Rio Quaraí-RS. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 4, p. 119–134, 2011.

COLLISCHONN, W. Iph-hydro tools: a gis coupled tool for watershed topology acquisition in an open-source environment. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, p.274–287, 2016.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; SILVA, B. C. D.; TUCCI, C. E. M. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878–895, 2007.

CONDOM, T.; RAU, P.; ESPINOZA, J. C. Correction of TRMM 3b43 monthly precipitation data over the mountainous areas of peru during the period 1998-2007. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 12, p. 1924–1933, 2011.

COOK, B.; ZENG, N.; YOON, J.-H. Will Amazonia dry out? magnitude and causes of change from ipcc climate model projections. **Earth Interactions**, v. 16, n. 3, p. 1–27, 2012.

CORREA, S. W.; PAIVA, R. C. D.; ESPINOZA, J. C.; COLLISCHONN, W. Multi-decadal hydrological retrospective: case study of amazon floods and droughts. **Journal of Hydrology**, v. 549, p. 667–684, 2017.

COSTA, M. H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the tocantins river, southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, n. 1/4, p. 206–217, 2003.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the amazona basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D12, p. 14189–14198, 1999.

CUNGE, J. A.; HOLLY, F. M.; VERWEY, A. **Practical aspects of computational river hydraulics**. [S.l.]: Pitman, 1980.

DAI, A.; TRENBERTH, K. E. Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, n. 6, p. 660–687, 2002.

D'ALMEIDA, C.; VÖRÖSMARTY, C. J.; HURTT, G. C.; MARENGO, J. A.; DINGMAN, S. L.; KEIM, B. D. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 5, p. 633–647, 2007.

DAHLE, C.; FLECHTNER, F.; GRUBER, C. Gfz grace level-2 processing standards document for level-2 product release 0005. **GeoForschungsZentrum**, 2012.

DETTINGER, M. D. The key role of dry days in changing regional climate and precipitation regimes. **Scientific Reports**, v. 4, n. 1, p. 1–8, 2014.

DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. The role of the Amazon basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 7, p. 2577– 2598, 2014.

DIAS, M. A. F. S. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 2002.

DIAS, D. F. et al. Modeling the spawning strategies and larval survival of the Brazilian sardine (*Sardinella brasiliensis*). **Progress in Oceanography**, v. 123, p. 38-53, 2014.

DIJKSHOORN, K.; HUTING, J.; TEMPEL, P. Update of the 1: 5 million soil and terrain database for latin america and the caribbean (soterlac). **ISRIC Report**, v.1, n. 1, p. 25, 2005.

DINKU, T.; ANAGNOSTOU, E. N. Regional differences in overland rainfall estimation from PR-calibrated TMI algorithm. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 2, p. 189–205, feb 2005.

DRUMOND, A. et al. The role of the Amazon basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, p. 2577–2598, 2014.

ELTAHIR, E. A.; BRAS, R. L. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 518, p. 861–880, 1994.

ENDO, C. A. K. et al. Low connectivity compromises the conservation of reef fishes by marine protected areas in the tropical South Atlantic. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1-11, 2019.

ENFIELD, D. B. Relationships of inter-american rainfall to tropical Atlantic and pacific SST variability. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 23, p. 3305–3308, 1996.

ENT, R. J. Van der; SAVENIJE, H. H.; SCHAEFLI, B.; STEELE-DUNNE, S. C. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. **Water Resources Research**, v. 46, n. 9, 2010.

ESPINOZA, J. C.; CHAVEZ, S.; RONCHAIL, J.; JUNQUAS, C.; TAKAHASHI, K.; LAVADO, W. Rainfall hotspots over the southern tropical andes: spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. **Water Resources Research**, v. 51, n. 5, p.3459–3475, 2015.

ESPINOZA, J. C.; GUYOT, J. L.; RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; FILIZOLA, N.; FRAIZY, P.; LABAT, D.; OLIVEIRA, E.; ORDOÑEZ, J. J.; VAUCHEL, P. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). **Journal of Hydrology**, v. 375, n. 3/4, p. 297–311, 2009a.

ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; CARPIO, J. M.; FLORES, L. N.; GUYOT, J. L. The extreme 2014 flood in south-western amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 12, p. 124007, 2014.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E. D.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 11, p. 1574–1594, 2009b.

EVA, H. D. et al. **A vegetation map of South America**. [S.I.]: European Commission, 2002.

EVANS, K. F.; TURK, J.; WONG, T.; STEPHENS, G. L. A bayesian approach to microwave precipitation profile retrieval. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 1, p. 260–279, 1995.

ELTAHIR, E. A.; BRAS, R. L. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 518, p. 861– 880, 1994.

ENFIELD, D. B. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 23, p.3305– 3308, 1996.

ESPINOZA, J. C.; CHAVEZ, S.; RONCHAIL, J.; JUNQUAS, C.; TAKAHASHI, K.; LAVADO, W. Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. **Water Resources Research**, v. 51, p. 3459– 3475, 2015.

ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; CARPIO, J. M.; FLORES, L. N.; GUYOT, J. L. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical south Atlantic SST gradient. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 12, 2014.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 11, p. 1574– 1594, 2009.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; MARENGO, J. A.; SEGURA, H. Contrasting north–south changes in amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). **Climate Dynamics**, v. 52, n. 9, p.5413–5430, 2018.

FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; QUIROZ, K.; SORRIBAS, M.; BUARQUE, D.; SIQUEIRA, V. Flood forecasting on the tocantins river using ensemble rainfall

- forecasts and real-time satellite rainfall estimates. **Journal of Flood Risk Management**, v. 9, n. 3, p. 278–288, 2016.
- FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.
- FEARNSIDE, P. M. Deforestation in Brazilian Amazonia: history, rates, and consequences. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 680–688, 2005.
- FERRY, N.; REVERDIN, G. Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic: an ocean general circulation model study. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C5, 2004.
- FOURNIER, S.; CHAPRON, B.; SALISBURY, J.; VANDEMARK, D.; REUL, N. Comparison of spaceborne measurements of sea surface salinity and colored detrital matter in the Amazon plume. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 5, p. 3177–3192, 2015.
- FRAPPART, F.; CALMANT, S.; MENDES, C. A. B. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon river basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 3, p. 1226–1243, 2013.
- FRAPPART, F.; RAMILLIEN, G.; RONCHAIL, J. Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 14, p. 3029–3046, 2013.
- FERRY, N.; REVERDIN, G. Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic: an ocean general circulation model study. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, e C05026, 2004.
- FIELD, A. Amazon and Orinoco river plumes and NBC rings: bystanders or participants in hurricane events? **Journal of climate**, v. 20, n. 2, p. 316–333, 2007.
- FOLEY, J. A.; BOTTA, A.; COE, M. T.; COSTA, M. H. El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, e 1132, 2002.
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical north Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, e C02013, 2008.
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J.; LUMPKIN, R. A strong Atlantic meridional mode event in 2009: the role of mixed layer dynamics. **Journal of Climate**, v. 25, n.1, p. 363–380, 2012.
- FOURNIER, S.; VANDEMARK, D.; GAULTIER, L.; LEE, T.; JONSSON, B.; GIERACH, M. Interannual variation in offshore advection of Amazon-Orinoco

plume waters: observations, forcing mechanisms, and impacts. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, p. 8966– 8982, 2017.

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. **Science**, v. 302, n. 5647, p. 1027-1030, 2003.

GETIRANA, A. C. V.; DUTRA, E.; GUIMBERTEAU, M.; KAM, J.; LI, H.-Y.; DECHARME, B.; ZHANG, Z.; DUCHARNE, A.; BOONE, A.; BALSAMO, G.; RODELL, M.; TOURE, A. M.; XUE, Y.; PETERS-LIDARD, C. D.; KUMAR, S. V.; ARSENAULT, K.; DRAPEAU, G.; LEUNG, L. R.; RONCHAIL, J.; SHEFFIELD, J. Water balance in the Amazon basin from a land surface model ensemble. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 6, p. 2586–2614, 2014.

GETIRANA, A. Extreme water deficit in Brazil detected from space. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 2, p. 591–599, 2016.

GETIRANA, A.; BONNET, M.-P.; ROTUNNO FILHO, O.; COLLISCHONN, W.; GUYOT, J.-L.; SEYLER, F.; MANSUR, W. Hydrological modelling and water balance of the Negro river basin: evaluation based on in situ and spatial altimetry data. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 22, p. 3219-3236, 2010.

GLENN, E.; HUETE, A.; NAGLER, P.; NELSON, S. Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: what vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. **Sensors**, v. 8, n. 4, p. 2136–2160, 2008.

GLOOR, M.; BARICHIVICH, J.; ZIV, G.; BRIENEN, R.; SCHÖNGART, J.; PEYLIN, P.; CINTRA, B. B. L.; FELDPAUSCH, T.; PHILLIPS, O.; BAKER, J. Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 29, p. 1384-1399, 2015.

GLOOR, M.; BRIENEN, R. J.; GALBRAITH, D.; FELDPAUSCH, T.; SCHÖNGART, J.; GUYOT, J.-L.; PHILLIPS, O. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 1729– 1733, 2013.

GOES, J. I. et al. Influence of the Amazon river discharge on the biogeography of phytoplankton communities in the western tropical North Atlantic. **Progress in Oceanography**, v. 120, p. 29–40, 2014.

GOUVEIA, N.; GHERARDI, D.; WAGNER, F.; PAES, E.; COLES, V.; ARAGÃO, L. The salinity structure of the Amazon River plume drives spatiotemporal variation of oceanic primary productivity. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 124, p. 147– 165, 2019.

GOUVEIA, M. et al. Do the Brazilian sardine commercial landings respond to local ocean circulation? **PloS One**, v. 12, n. 5, e 0176808, 2017.

GOUVEIA, M. et al. Persistent meanders and eddies lead to quasi-steady Lagrangian transport patterns in a weak western boundary current. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 1-18, 2021.

GRODSKY, S. A.; CARTON, J. A. Surface drifter pathways originating in the equatorial Atlantic cold tongue. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 23, p. 2147, 2002.

GRODSKY, S. A.; REVERDIN, G.; CARTON, J. A.; COLES, V. J. Year-to-year salinity changes in the amazon plume: contrasting 2011 and 2012 aquarius/satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p.14–22, 2014.

GRODSKY, S. A.; REUL, N.; LAGERLOEF, G.; REVERDIN, G.; CARTON, J.A.; CHAPRON, B.; QUILFEN, Y.; KUDRYAVTSEV, V. N.; KAO, H.-Y. Haline hurricane wake in the Amazon/Orinoco plume: AQUARIUS/SACD and SMOS observations. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 20, 2012.

GUIMBERTEAU, M.; RONCHAIL, J.; ESPINOZA, J. C.; LENGAIGNE, M.; SULTAN, B.; POLCHER, J.; DRAPEAU, G.; GUYOT, J.-L.; DUCHARNE, A.; CIAIS, P. Future changes in precipitation and impacts on extreme streamflow over amazonian sub-basins. **Environmental Research Letters**, v. 8, n. 1, e014035, 2013.

GUIMBERTEAU, M.; DRAPEAU, G.; RONCHAIL, J.; SULTAN, B.; POLCHER, J.; MARTINEZ, J.-M.; PRIGENT, C.; GUYOT, J.-L.; COCHONNEAU, G.; ESPINOZA, J. C.; FILIZOLA, N.; FRAIZY, P.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E. D.; POMBOZA, R.; NORIEGA, L.; VAUCHEL, P. Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 3, p. 911–935, 2012.

GUMBEL, E. J. **Statistics of extremes**. New York: Columbia University Press, 1958.

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D3, p. 5093–5102, 1993.

HAIDVOGEL, D. B. et al. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3595–3624, 2008.

HASTENRATH, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 2, p. 202–215, 1976.

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B.; ADLER, R. F.; GU, G.; HONG, Y.; BOWMAN, K. P.; STOCKER, E. F. The trmm multi satellite precipitation analysis (tmpa): quasi-global, multi year, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38–55, 2007.

HU, C.; MONTGOMERY, E. T.; SCHMITT, R. W.; MULLER-KARGER, F.E. The dispersal of the Amazon and Orinoco river water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: observation from space and s-palace floats. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 51, n. 10/11, p. 1151– 1171, 2004.

HUANG, B.; MEHTA, V. M. Influences of freshwater from major rivers on globalocean circulation and temperatures in the mit ocean general circulation model. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 27, n. 3, p. 455–468, 2010.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA). In: GEBREMICHAEL, M.; HOSSAIN, F. (Ed.). **Satellite rainfall applications for surface hydrology**. [S.I.]: Springer, 2010. p.3-22

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B.; ADLER, R. F.; GU, G.; STOCKER, E. F. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38– 55, 2007.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. **Monitoramento da Floresta Amazônica brasileira por satélite, Projeto PRODES**. São José dos Campos: INPE, 2019.

JAHFER, S.; VINAYACHANDRAN, P.; NANJUNDIAH, R. S. Long-term impact of amazon river runoff on northern hemispheric climate. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, e10989, 2017.

JOETZJER, E.; DOUVILLE, H.; DELIRE, C.; CIAIS, P. Present-day and future amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11/12, p. 2921–2936, 2013.

JUNG, M.; REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; SENEVIRATNE, S. I.; SHEFFIELD, J.; GOULDEN, M. L.; BONAN, G.; CESCATTI, A.; CHEN, J.; JEU, R.; DOLMAN, A. J.; EUGSTER, W.; GERTEN, D.; GIANELLE, D.; GOBRON, N.; HEINKE, J.; KIMBALL, J.; LAW, B. E.; MONTAGNANI, L.; MU, Q.; MUELLER, B.; OLESON, K.; PAPALE, D.; RICHARDSON, A. D.; ROUPSARD, O.; RUNNING, S.; TOMELLERI, E.; VIOVY, N.; WEBER, U.; WILLIAMS, C.; WOOD, E.; ZAEHLE, S.; ZHANG, K. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**, v. 467, n. 7318, p. 951–954, 2010.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y.; VAN DER SCHRIER, G. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. **Scientific Reports**, v. 6, e 33130, 2016.

JOHNS, W. E.; LEE, T.; BEARDSLEY, R.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; CASTRO, B. Annual cycle and variability of the north Brazil current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 1, p. 103–128, 1998.

JOHNS, W. E.; TOWNSEND, T. L.; FRATANTONI, D. M.; WILSON, W. D. On the Atlantic inflow to the Caribbean sea. **Deep sea research part I: Oceanographic Research Papers**, v. 49, n. 2, p. 211–243, 2002.

KOROSOV, A.; COUNILLON, F.; JOHANNESSEN, J. A. Monitoring the spreading of the Amazon freshwater plume by MODIS, SMOS, AQUARIUS, and TOPAZ. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, p. 268–283, 2015.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. Relations between enso and the South Atlantic SST modes and their effects on the south American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 8, p. 2008–2023, 2013.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, v. 8, n. 5, p. 477–488, 1988.

KITOH, A.; ENDO, H.; KUMAR, K. K.; CAVALCANTI, I. F.; GOSWAMI, P.; ZHOU, T. Monsoons in a changing world: a regional perspective in a global context. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 8, p. 3053–3065, 2013.

KOROSOV, A.; COUNILLON, F.; JOHANNESSEN, J. A. Monitoring the spreading of the Amazon freshwater plume by modis, smos, a quarius, and topaz. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.120, n. 1, p. 268–283, 2015.

KOUWEN, N.; SOULIS, E.; PIETRONIRO, A.; DONALD, J.; HARRINGTON, R. Grouped response units for distributed hydrologic modeling. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 119, n. 3, p. 289–305, 1993.

KUMMEROW, C.; HONG, Y.; OLSON, W. S.; YANG, S.; ADLER, R. F.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, D.-B.; WILHEIT, T. T. The evolution of the goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 11, p. 1801–1820, 2001.

KUSTAS, W.; ANDERSON, M. Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 12, p. 2071–2081, 2009.

- LATHUILLIÈRE, M. J.; JOHNSON, M. S.; DONNER, S. D. Water use by terrestrial ecosystems: temporal variability in rainforest and agricultural contributions to evapotranspiration in Mato Grosso, Brazil. **Environmental Research Letters**, v. 7, n. 2, e 024024, 2012.
- LEHNER, B.; VERDIN, K.; JARVIS, A. New global hydrography derived from spaceborne elevation data. **EOS, Transactions American Geophysical Union**, v. 89, n. 10, p. 93–94, 2008.
- LENTZ, S. J.; LIMBURNER, R. The Amazon River plume during AMASSEDs: subtidal current variability and the importance of wind forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C2, p. 2377– 2390, 1995.
- LENTZ, S. J.; LIMBURNER, R. The Amazon river plume during amasseds: spatial characteristics and salinity variability. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 100, n. C2, p. 2355–2375, 1995.
- LI, L.; SCHMITT, R. W.; UMMENHOFER, C. C.; KARNAUSKAS, K. B. Implications of North Atlantic sea surface salinity for summer precipitation over the US Midwest: mechanisms and predictive value. **Journal of Climate**, v. 29, n. 9, p. 3143– 3159, 2016.
- LIANG, Y.-C.; LO, M.-H.; LAN, C.-W.; SEO, H.; UMMENHOFER, C. C.; YEAGER, S.; WU, R.-J.; STEFFEN, J. D. Amplified seasonal cycle in hydroclimate over the Amazon river basin and its plume region. **Nature Communications**, v. 11, n. 1, p. 1–11, 2020.
- LIMA, L. S. et al. Potential changes in the connectivity of marine protected areas driven by extreme ocean warming. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 1-12, 2021.
- LIMA, L. S. et al. Feedbacks between deforestation, climate, and hydrology in the Southwestern Amazon: implications for the provision of ecosystem services. **Landscape Ecology**, v. 29, n. 2, p. 261-274, 2014.
- LENTZ, S. J.; LIMBURNER, R. The Amazon river plume during amasseds: subtidal current variability and the importance of wind forcing. **Journal of Geophysical Research**: v. 100, n. C2, p. 2377–2390.1995.
- LETTENMAIER, D. P.; FAMIGLIETTI, J. S. Water from on high. **Nature**, v. 444, n. 7119, p. 562–563, 2006.
- MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1/3, p.79–96, 2004.
- MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.

21,n. 3, p. 1–19, 2006.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**, v. 36, n.3, p. 1033– 1050, 2016.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. General characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the global climate system. In: McCLAIN, M. E.; VICTORIA, R. L.; RICHEY, J. E. (Ed.). **The biogeochemistry of the Amazon basin**. Oxford: Oxford University Press, 2001. p.17-41.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, L12703, 2011.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. Extreme seasonal droughts and floods in amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**,v. 36, n. 3, p. 1033–1050, 2016.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1773–1778, 2008.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; UVO, C. R. Trends in streamflow and rainfall in tropical south america: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D2, p. 1775–1783, 1998.

MARENGO, J. The characteristics and variability of the atmospheric water balance in the Amazon basin: spatial and temporal variability. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 11–22, 2005.

MARENGO, J. On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1– 19, 2005.

MARENGO, J.; NOBRE, C.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.; OYAMA, M. Hydroclimatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1773– 1778, 2008.

MARTINEZ, J. A.; DOMINGUEZ, F. Sources of atmospheric moisture for the La Plata river basin. **Journal of Climate**, v. 27, n. 17, p. 6737–6753, 2014.

MASSON, S.; DELECLUSE, P. Influence of the Amazon River runoff on the tropical Atlantic. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**, v. 26, n.2, p. 137– 142, 2001.

MASSON, S.; DELECLUSE, P. Influence of the Amazon river runoff on the tropical atlantic. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**, v. 26, n. 2, p. 137–142, 2001.

MASSON, S.; DELECLUSE, P. Influence of the Amazon river runoff on the tropical atlantic. **Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**, v. 26, n. 2, p. 137–142, 2001.

MATSUYAMA, H. The water budget in the Amazon river basin during the FGGEperiod. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 70, n. 6, p. 1071–1084, 1992.

MCPHADEN, M.; LEE, T.; MCCLURG, D. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 38, L15709, 2011.

MEDEIROS, P. M.; SEIDEL, M.; WARD, N. D.; CARPENTER, E. J.; GOMES, H. R.; NIGGEMANN, J.; DITTMAR, T. Fate of the Amazon River dissolved organic matter in the tropical Atlantic Ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 29, p. 677– 690, 2015.

MOLION, L. C. B. **Climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazonas basin with considerations of deforestation effects.** Thesis (PhD) — The University of Wisconsin, Madison, 1975.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653–2675, 1981.

MU, Q.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**, v. 111, n. 4, p. 519–536, 2007.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 8, p. 1781–1800, 2011.

MÜLLER, R.; MÜLLER, D.; SCHIERHORN, F.; GEROLD, G.; PACHECO, P. Proximate causes of deforestation in the bolivian lowlands: an analysis of spatial dynamics. **Regional Environmental Change**, v. 12, n.3, p. 445–459, 2011.

MULLER-KARGER, F. E.; MCCLAIN, C. R.; RICHARDSON, P. L. The dispersal of the Amazon's water. **Nature**, v. 333, n.6168, p. 56, 1988.

NASCIMENTO, M. G.; HERDIES, D. L.; OLIVEIRA DE SOUZA, D. The South American water balance: the influence of jets. **Journal of Climate**, v. 29, n. 4, p. 1429–1449, 2016.

NAGLER, P. L.; CLEVERLY, J.; GLENN, E.; LAMPKIN, D.; HUETE, A.; WAN, Z. Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, n.1, p. 17-30, 2005.

NEWINGER, C.; TOUMI, R. Potential impact of the colored Amazon and orinoco plume on tropical cyclone intensity. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 2, p. 1296–1317, 2015.

NITTROUER, C. A.; DEMASTER, D. J. The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by a large river. **Continental Shelf Research**, v. 16, n. 5/6, p. 553–573, 1996.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v.10, n. 3, p. 282–290, 1970.

NEWINGER, C.; TOUMI, R. Potential impact of the colored Amazon and orinoco plume on tropical cyclone intensity. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 2, p. 1296–1317, 2015.

NIKIEMA, O.; DEVENON, J.-L.; BAKLOUTI, M. Numerical modeling of the Amazon river plume. **Continental Shelf Research**, v. 27, n. 7, p.873–899, 2007.

PACCINI, L.; ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; SEGURA, H. Intra-seasonal rainfall variability in the amazon basin related to large-scale circulation patterns: a focus on western amazon-andes transition region. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 5, p. 2386–2399, 2017.

PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M.-P.; PAIVA, R. C.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. **Journal of Hydrology**, v. 406, n. 3-4, p. 170–181, 2011.

PANZER, I.; LINES, S.; MAK, J.; CHOBOTER, P.; LUPO, C. High performance regional ocean modeling with gpu acceleration. In: IEEE. OCEANS, 2013, San Diego. **Proceedings... IEEE**, 2013. p. 1–4.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; BRAVO, J. M.; BATES, P. D.; BAUGH, C. The influence of vertical water balance on modelling Pantanal (Brazil) spatio-temporal inundation dynamics. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 10, p. 3539–3553, 2014.

PAZ, A.; BRAVO, J.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. Large-scale hydrodynamic modeling of a complex river network and floodplains. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 15, n. 2, p. 152–165, 2009.

PAILLER, K.; BOURLÉS, B.; GOURIOU, Y. The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v, 26, n. 14, p. 2069–2072, 1999.

PIRES, G. F.; COSTA, M. H. Deforestation causes different subregional effects on the Amazon bioclimatic equilibrium. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 14, p. 3618–3623, 2013.

POLADE, S. D.; PIERCE, D. W.; CAYAN, D. R.; GERSHUNOV, A.; RENNO, C. D.; NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; SOARES, J. V.; HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. Hand, a new terrain descriptor using srtm-dem: mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 9, p. 3469–3481, 2008.

PETTY, G. W. The status of satellite-based rainfall estimation over land. **Remote Sensing of Environment**, v. 51, n. 1, p. 125–137, 1995.

PONTES, P. R. M.; COLLISCHONN, W.; FAN, F. M.; PAIVA, R. C. D. D.; BUARQUE, D. C. Hydrologic and hydraulic large-scale modeling with inertial flow routing. **Water and Climate: Modeling in Large Basins**, v. 3, p. 1–84, 2015.

RAWLS, W. J. **Infiltration and soil water movement**. [S.I.]: McGraw-Hill, 1993.

RODELL, M.; VELICOGNA, I.; FAMIGLIETTI, J. S. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. **Nature**, v. 460, n. 7258, p. 999–1002, 2009.

RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, 2011.

RONCHAIL, J.; GUYOT, J.-L.; VILLAR, J. C. E.; FRAIZY, P.; COCHONNEAU, G.; ORDENEZ, J. Impact of the Amazon tributaries on major flood in Óbidos. In: FRIEND WORLD CONFERENCE, 5., 2006, Havana, Cuba. **Proceedings...** IAHS, 2006. p.220-225.

SALISBURY, J.; VANDEMARK, D.; CAMPBELL, J.; HUNT, C.; WISSER, D.; REUL, N.; CHAPRON, B. Spatial and temporal coherence between Amazon river discharge, salinity, and light absorption by colored organic carbon in western tropical Atlantic surface waters. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. C7, 2011.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M. H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 17, 2007.

SENNA, M. C. A.; COSTA, M. H.; PIRES, G. F. Vegetation-atmosphere-soil nutrient feedbacks in the amazon for different deforestation scenarios. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D4, 2009.

SERVAIN, J.; CANIAUX, G.; KOUADIO, Y. K.; MCPHADEN, M. J.; ARAUJO, M. Recent climatic trends in the tropical Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 11, p. 3071–3089, 2014.

SILVA, A.; ARAUJO, M.; MEDEIROS, C.; SILVA, M.; BOURLES, B. Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western equatorial atlantic. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 53, p. 83–98, 2005.

SIQUEIRA, V. A.; FLEISCHMANN, A.; JARDIM, P. F.; FAN, F. M.; SIQUEIRA, V. A.; PAIVA, R. C.; FLEISCHMANN, A. S.; FAN, F. M.; RUHOFF, A. L.; PONTES, P. R.; PARIS, A.; CALMANT, S.; COLLISCHONN, W. Toward continental hydrologic–hydrodynamic modeling in south america. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 9, p. 4815–4842, 2018.

SORÍ, R.; MARENGO, J. A.; NIETO, R.; DRUMOND, A.; GIMENO, L. The atmospheric branch of the hydrological cycle over the Negro and Madeira River basins in the Amazon region. **Water**, v. 10, n. 6, 2018.

SPRACKLEN, D. V.; ARNOLD, S. R.; TAYLOR, C. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. **Nature**, v. 489, n. 7415, p. 282–285, 2012.

STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 46, n. 1-2, p. 279–303, 1999.

STUKEL, M.; COLES, V.; BROOKS, M.; HOOD, R. Top-down, bottom-up and physical controls on diatom-diazotroph assemblage growth in the Amazon river plume. **Biogeosciences**, v. 11, n. 12, 2014.

SHUTTLEWORTH, W. **Evaporation: handbook of hydrology** [S.l.: s.n.], 1993.

SERVAIN, J.; BUSALACCHI, A. J.; MCPHADEN, M. J.; MOURA, A.D.; REVERDIN, G.; VIANNA, M.; ZEBIAK, S. E. A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2019–2031, 1998.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005.

SILVEIRA, C.S.; FILHO, F. A. S.; COSTA, A. A.; CABRAL, S. L.

Avaliação de desempenho dos modelos do CMIP5 quanto à representação dos padrões de variação da precipitação no século XX sobre a região nordeste do Brasil, Amazônia e bacia do Prata e análise das projeções para o cenário RCP8.5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 3, p. 317–330, 2013.

SMITH, R. et al. **The Parallel Ocean Program (pop) reference manual ocean Component of the Community Climate System Model (CCSM) and Community Earth System Model (CESM)**. [S.l.: s.n.], 2010.

SOARES, H. C.; GHERARDI, D. F. M.; PEZZI, L. P.; KAYANO, M. T.; PAES, E. T. Patterns of interannual climate variability in large marine ecosystems. **Journal of Marine Systems**, v. 134, p. 57–68, 2014.

SOARES-FILHO, B. et al. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon highway: the Santarém–Cuiabá corridor. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 745–764, 2004.

SONG, Y.; HAIDVOGEL, D. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. **Journal of Computational Physics**, v. 115, n. 1, p. 228–244, 1994.

SORÍ, R.; MARENGO, J. A.; NIETO, R.; DRUMOND, A.; GIMENO, L. The atmospheric branch of the hydrological cycle over the Negro and Madeira riverbasins in the Amazon region. **Water**, v. 10, n. 6, 2018.

SORRIBAS, M. V.; PAIVA, R. C.; MELACK, J. M.; BRAVO, J. M.; JONES, C.; CARVALHO, L.; BEIGHLEY, E.; FORSBERG, B.; COSTA, M. H. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. **Climatic Change**, v. 136, n. 3-4, p. 555–570, 2016.

SPRACKLEN, D. V.; ARNOLD, S. R.; TAYLOR, C. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. **Nature**, v. 489, n. 7415, p. 282, 2012.

SPRACKLEN, D. V.; GARCIA-CARRERAS, L. The impact of Amazonian deforestation on Amazon basin rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 21, p. 9546–9552, 2015.

SUBRAMANIAM, A. et al. Amazon river enhances diazotrophy and carbon sequestration in the tropical north Atlantic Ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 105, n. 30, p. 10460–10465, 2008.

SWANN, A. L. S.; KOVEN, C. D. A direct estimate of the seasonal cycle of evapotranspiration over the Amazon basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 8, p. 2173–2185, 2017.

TAPLEY, B. D. GRACE measurements of mass variability in the earth system.

Science, v.305, n. 5683, p. 503–505, 2004.

THIES, B.; NAUSS, T.; BENDIX, J. Precipitation process and rainfall intensity differentiation using meteorological second generation spinning enhanced visible and infrared imager data. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D23, 2008.

TZORTZI, E.; JOSEY, S. A.; SROKOSZ, M.; GOMMENGINGER, C. Tropical Atlantic salinity variability: new insights from SMOS. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 2143–2147, 2013.

THOMAS, A. C.; REAGER, J. T.; FAMIGLIETTI, J. S.; RODELL, M. A GRACE-based water storage deficit approach for hydrological drought characterization. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n.5, p. 1537–1545, 2014.

TODINI, E. The arno rainfall—runoff model. **Journal of Hydrology**, v.175, n. 1-4, p. 339–382, 1996.

URBANO, D.; JOCHUM, M.; SILVEIRA, I. D. Rediscovering the second core of the Atlantic necc. **Ocean Modelling**, v. 12, n. 1-2, p. 1–15, 2006.

VARONA, H.; VELEDA, D.; SILVA, M.; CINTRA, M.; ARAUJO, M. Amazon river plume influence on western tropical Atlantic dynamic variability. **Dynamic of Atmospheres and Oceans**, v. 85, p. 1–15, 2019.

VIZY, E. K.; COOK, K. H. Influence of the amazon/orinoco plume on the summertime atlantic climate. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D21, 2010.

WAHR, J.; MOLENAAR, M.; BRYAN, F. Time variability of the earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B12, p. 30205–30229, 1998.

WAHR, J.; SWENSON, S.; ZLOTNICKI, V.; VELICOGNA, I. Time-variable gravity from GRACE: first results. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 11, 2004.

WALLACE, J. M.; SMITH, C.; BRETHERTON, C. S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. **Journal of Climate**, v. 5, n. 6, p. 561–576, 1992.

WANG, G.; SUN, S.; MEI, R. Vegetation dynamics contributes to the multi-decadal variability of precipitation in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 19, 2011.

WANG, H.; FU, R. Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1591–1608, 2002.

- WARD, E.; BUYTAERT, W.; PEAVER, L.; WHEATER, H. Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: a water resources perspective. **Advances in Water Resources**, v. 34, n. 10, p. 1222–1231, 2011.
- WANG, X.; TAN, W.; WANG, C. A new index for identifying different types of El Niño Modoki events. **Climate Dynamics**, v. 50, n.7/8, p. 2753– 2765, 2018.
- WOOD, E. F. Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gaugeobservations and hydrological modeling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 12, p. 6201–6217, 2017.
- WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–55, 2002.
- WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resources Research**, v. 30, n. 6, p. 1665–1679, 1994.
- WISSER, D.; FEKETE, B. M.; VÖRÖSMARTY, C.; SCHUMANN, A. Reconstructing 20th century global hydrography: a contribution to the global terrestrial network-hydrology (gtn-h). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 14, n. 1, p. 1–24, 2010.
- XAVIER, L.; BECKER, M.; CAZENAVE, A.; LONGUEVERGNE, L.; LLOVEL, W.; FILHO, O. R. Interannual variability in water storage over 2003–2008 in the amazon basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 8, p. 1629–1637, 2010.
- XIE, S. P.; CARTON, J. A. Tropical atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts. **Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction**, v. 147, p. 121–142, 2004.
- YAN, H.; YANG, S. A MODIS dual spectral rain algorithm. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 9, p. 1305–1323, 2007.
- YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Multi-objective global optimization for hydrologic models. **Journal of Hydrology**, v. 204, n.1-4, p. 83–97, 1998.
- YOON, J.-H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 2-3, p. 249–264, 2010.
- YU, J.-Y.; KAO, H.-Y.; LEE, T. Subtropics-related interannual sea surface temperature variability in the central equatorial Pacific. **Journal of Climate**, v. 23, n. 11, p. 2869– 2884, 2010.

ZENG, N.; YOON, J.-H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research Letters**, v. 3, n. 1, e014002, 2008.

ZENG, Z.; PIAO, S.; LIN, X.; YIN, G.; PENG, S.; CIAIS, P.; MYNENI, R. B. Global evapotranspiration over the past three decades: estimation based on the water balance equation combined with empirical models. **Environmental Research Letters**, v. 7, n. 1, e014026, 2012.

ZUBIETA, R.; GETIRANA, A.; ESPINOZA, J. C.; LAVADO, W. Impacts of satellite-based precipitation datasets on rainfall–runoff modeling of the western amazon basin of peru and ecuador. **Journal of Hydrology**, v. 528, p. 599–612, 2015.

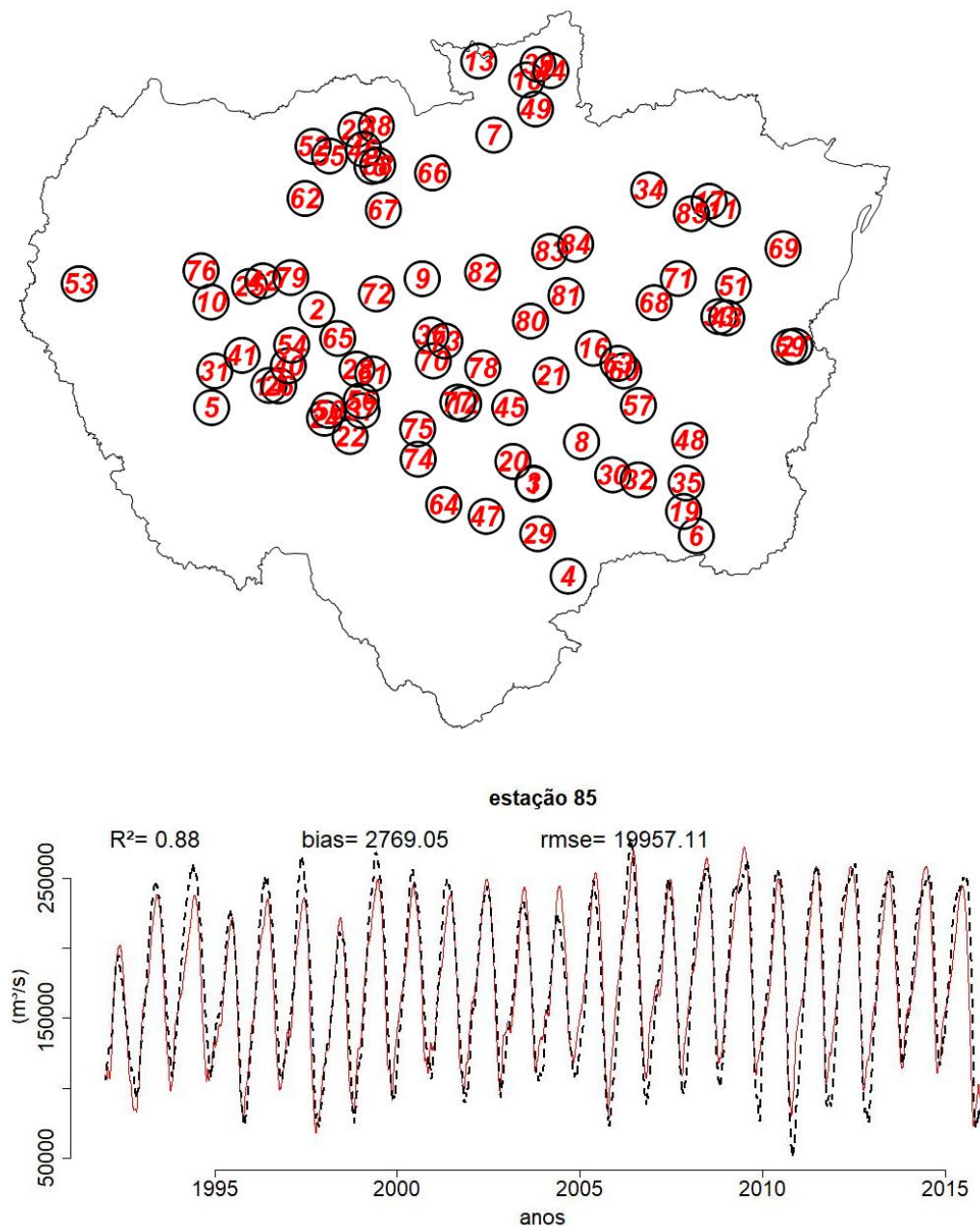
ZULKAFI, Z.; BUYTAERT, W.; ONOF, C.; MANZ, B.; TARNAVSKY, E.; LAVADO, W.; GUYOT, J.-L. A comparative performance analysis of TRMM 3b42 (TMPA) versions 6 and 7 for hydrological applications over andean–amazon river basins. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 2, p. 581–592, 2014.

ZEMP, D.; SCHLEUSSNER, C.-F.; BARBOSA, H.; RAMMIG, A. Deforestation effects on amazon forest resilience. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 12, p. 6182–6190, 2017.

ZENG, N.; YOON, J.-H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research Letters**, v. 3, n. 1, 2008.

APÊNDICE A – AVALIAÇÃO ENTRE AS VAZÕES IN SITU E SIMULADAS PELO MGB PARA A BRA

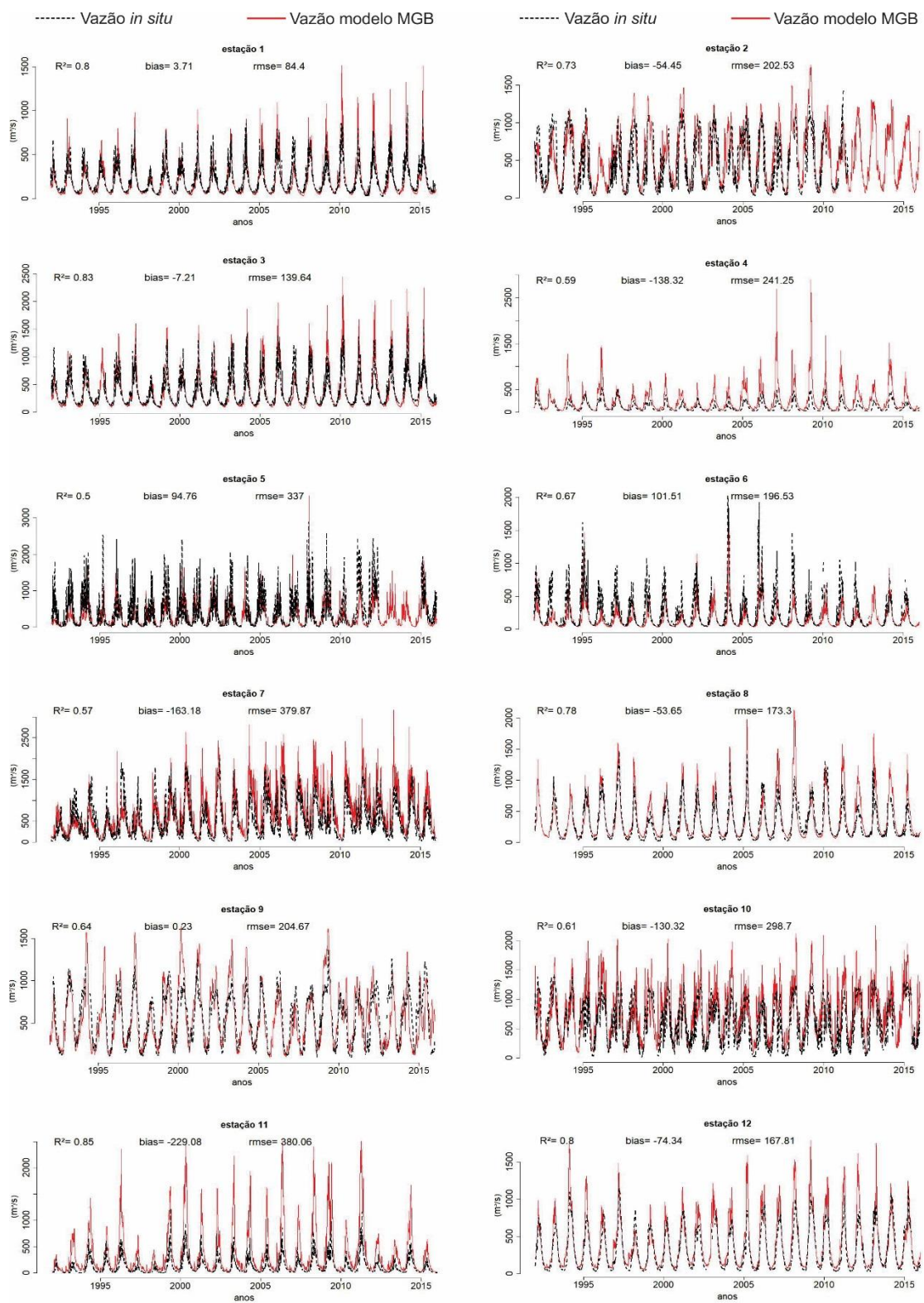
Figura A.1 - estações fluviométricas utilizadas para comparação entre os dados in situ (linha vermelha) e modelados pelo MGB (linha preta tracejada) entre 1992 a 2015.



Apresentando a localização das estações (mapa superior) e estação de Óbidos (gráfico abaixo). É apresentado os valores de R^2 , RMSE e bias.

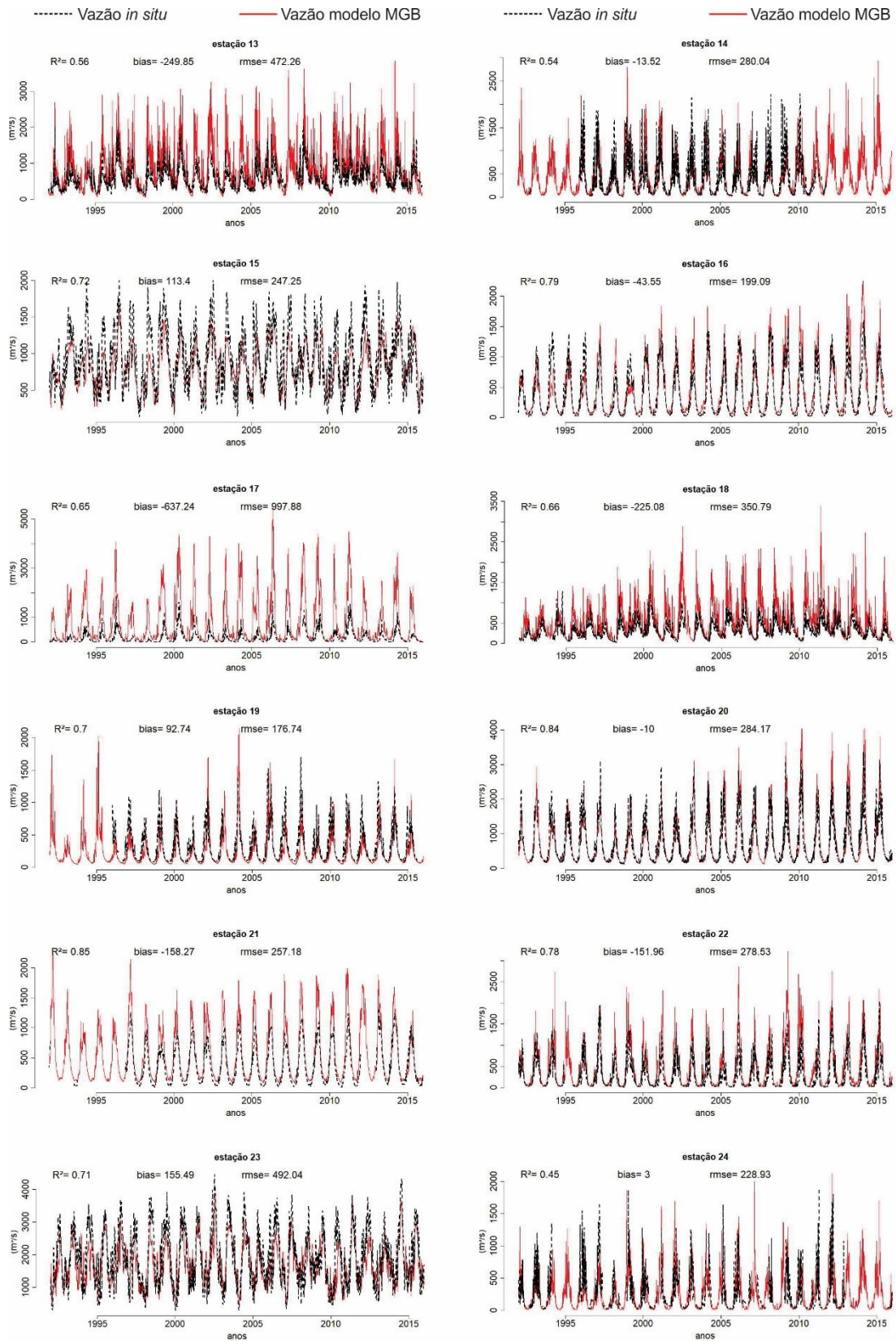
Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 - Comparação entre dados de vazão in situ e moledado pelo MGB para as estações de 1 a 84 da Figura A1.



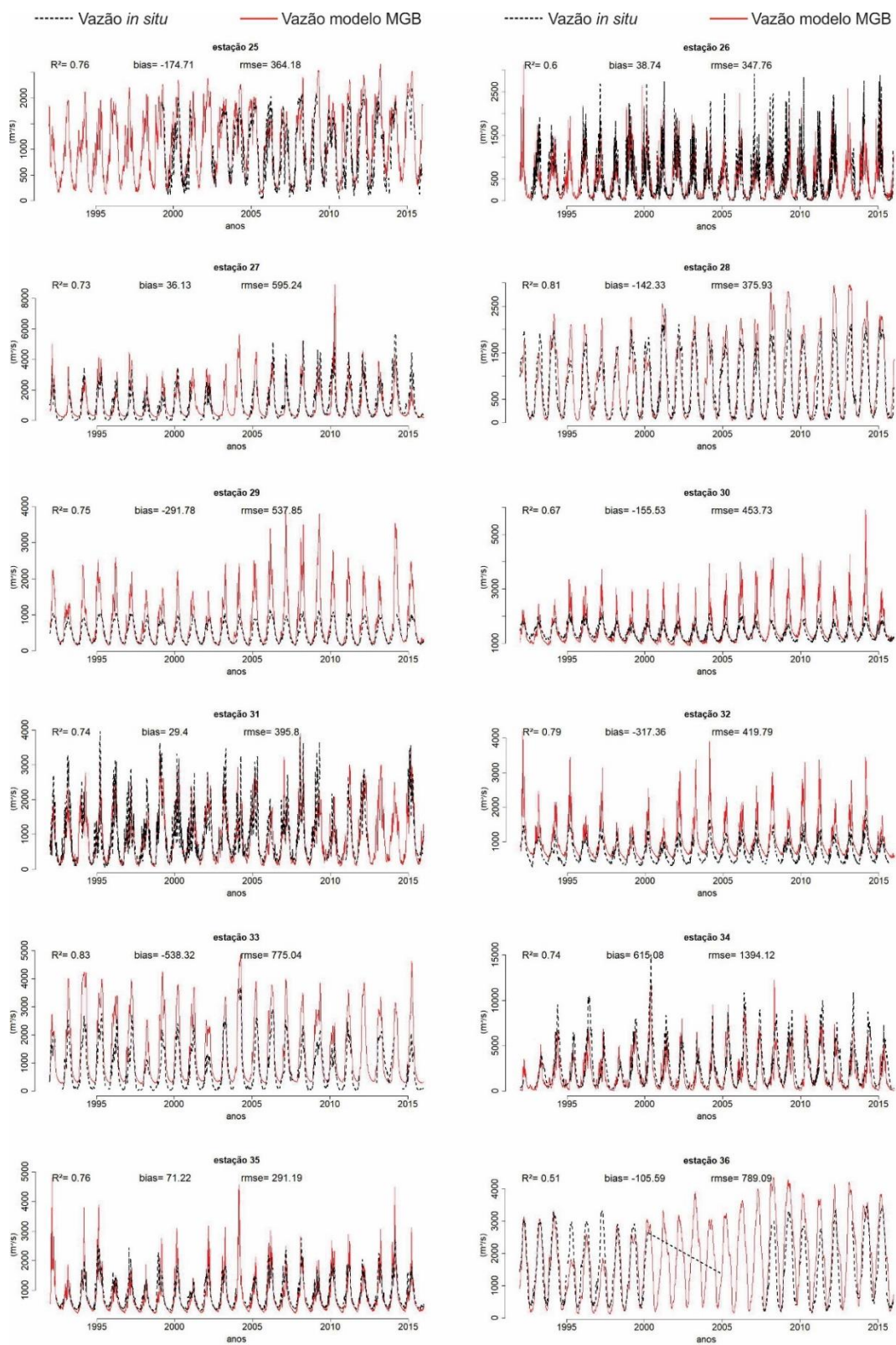
continua

Figura A.2 - Continuação.



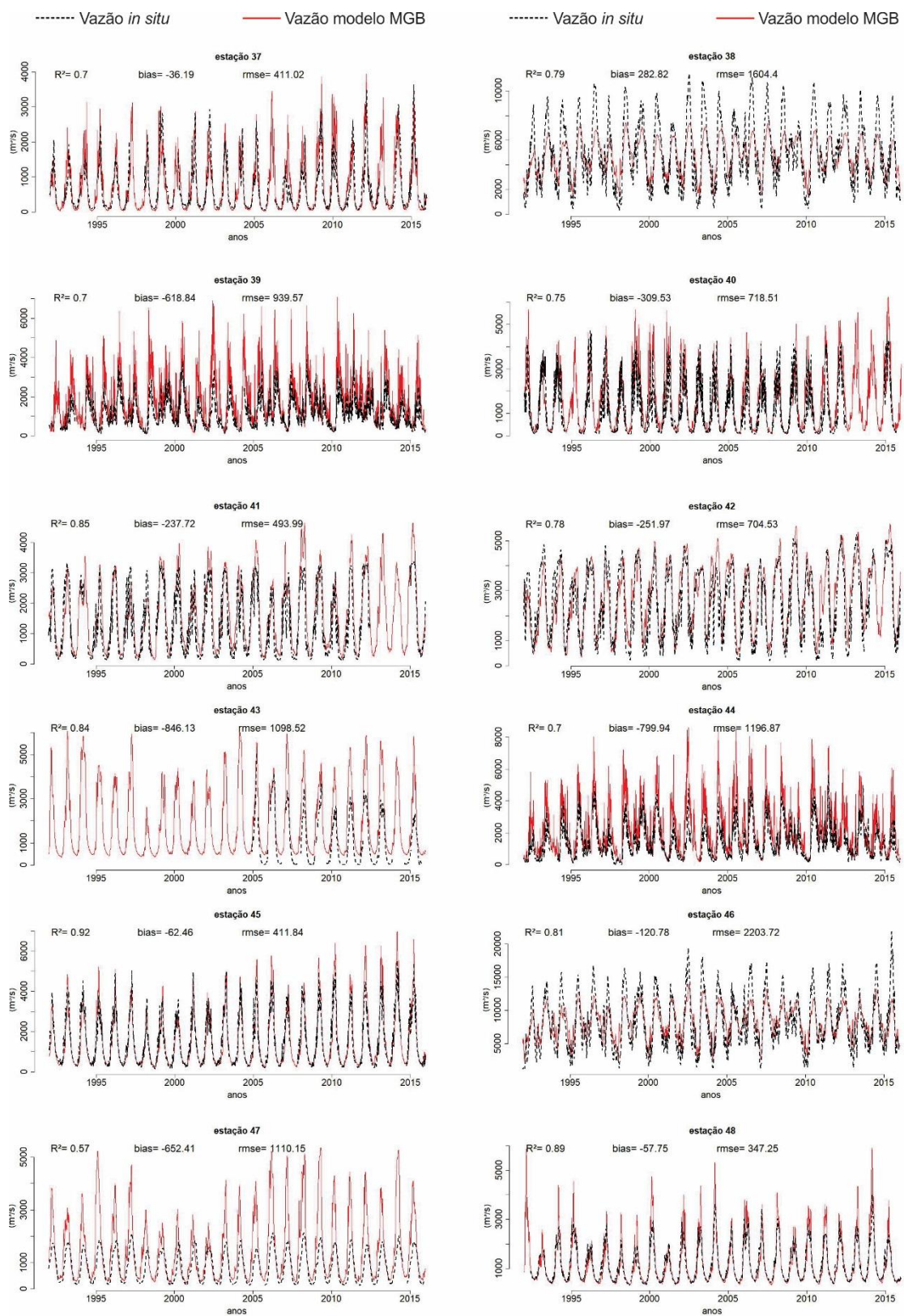
continua

Figura A.2 – Continuação.



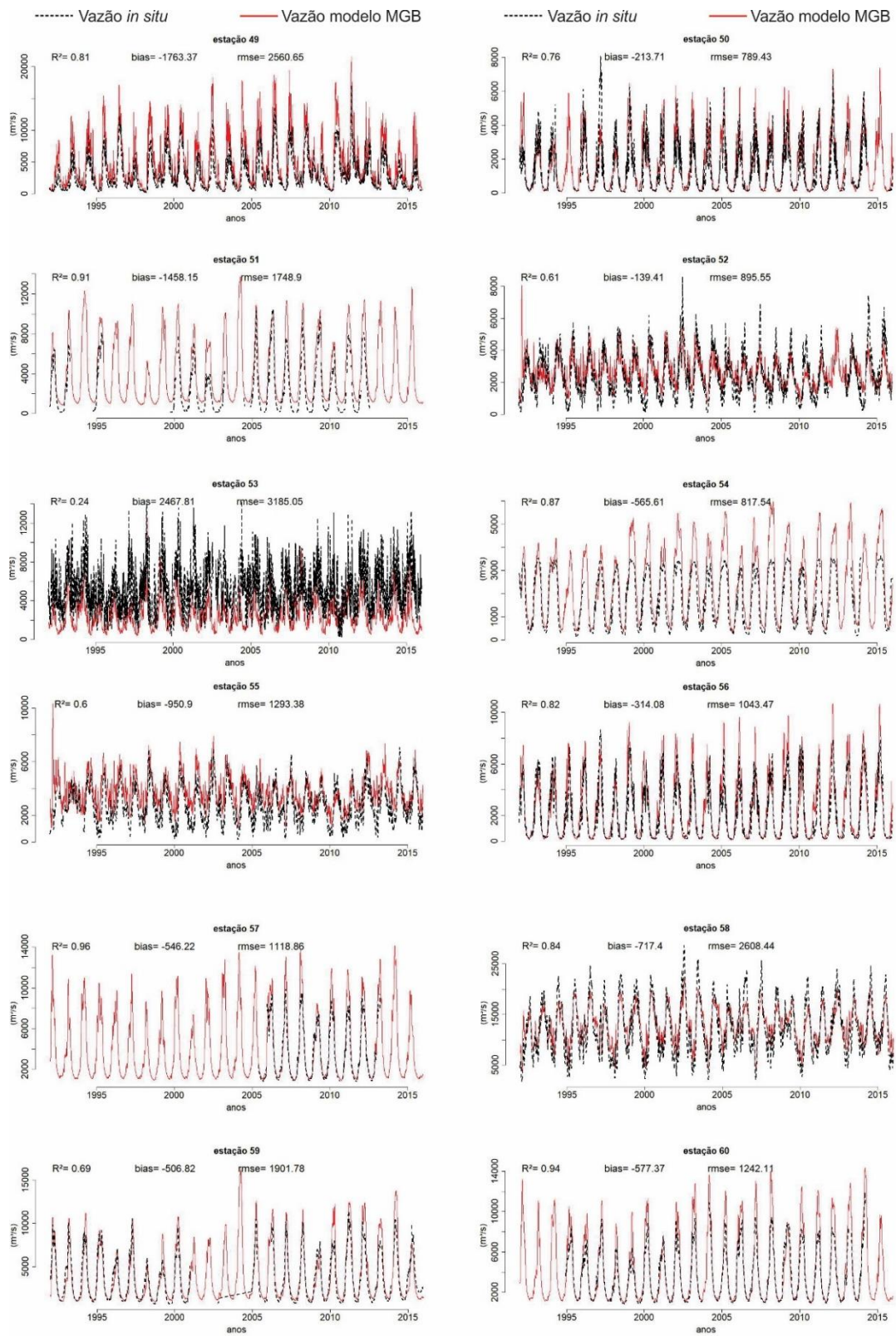
continua

Figura A.2 – Continuação.



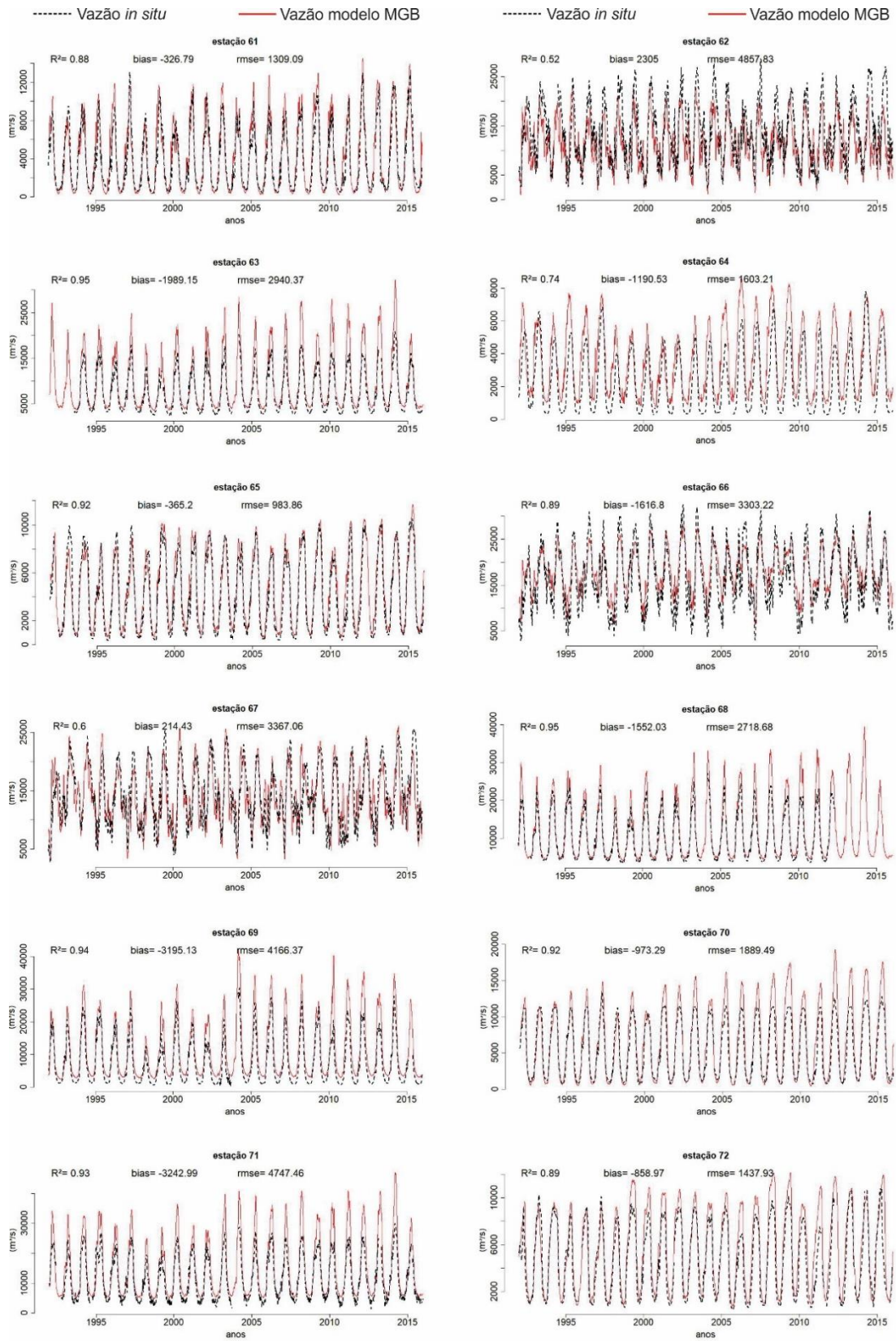
continua

Figura A.2 – Continuação.



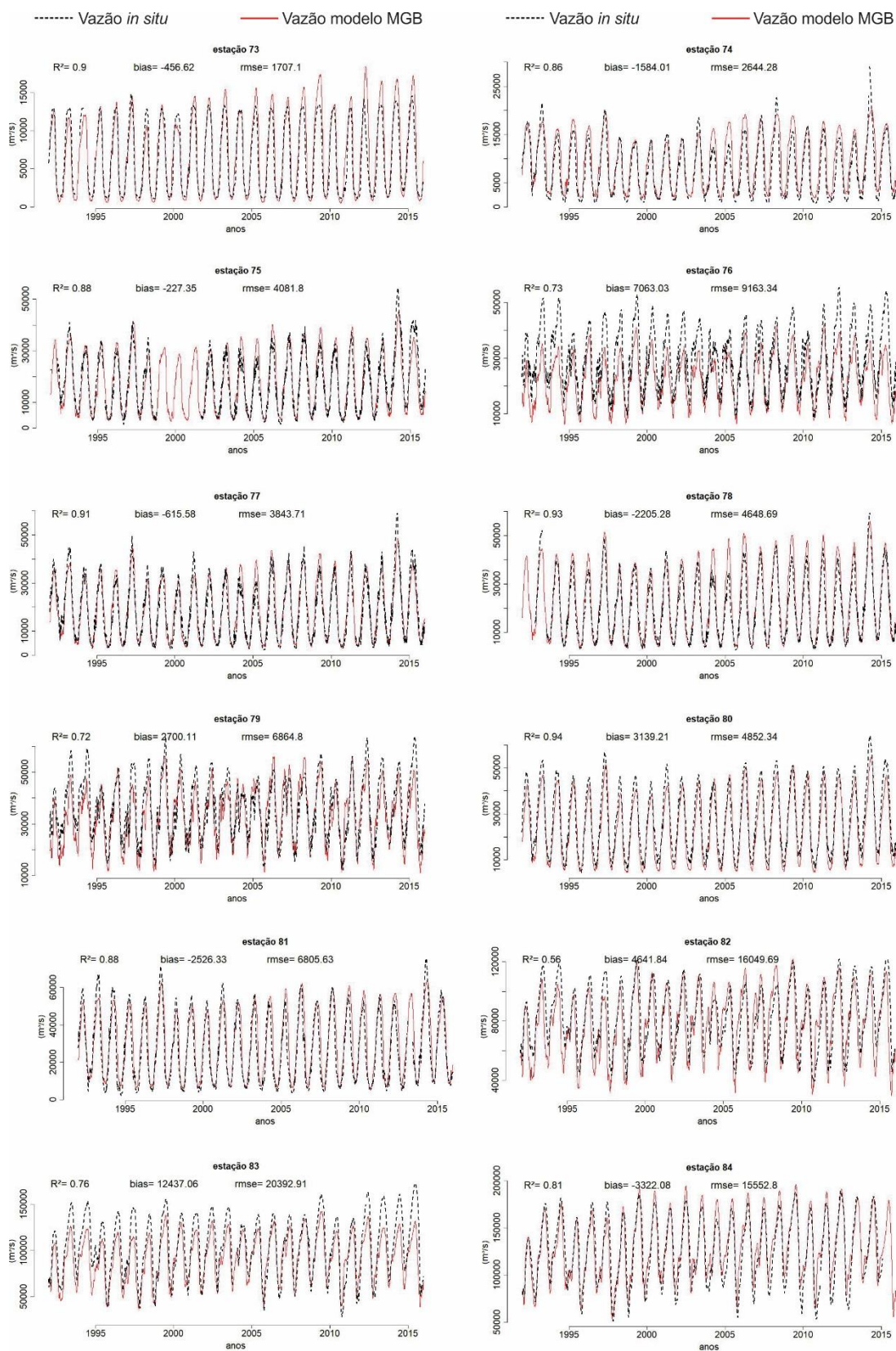
continua

Figura A.2 – Continuação.



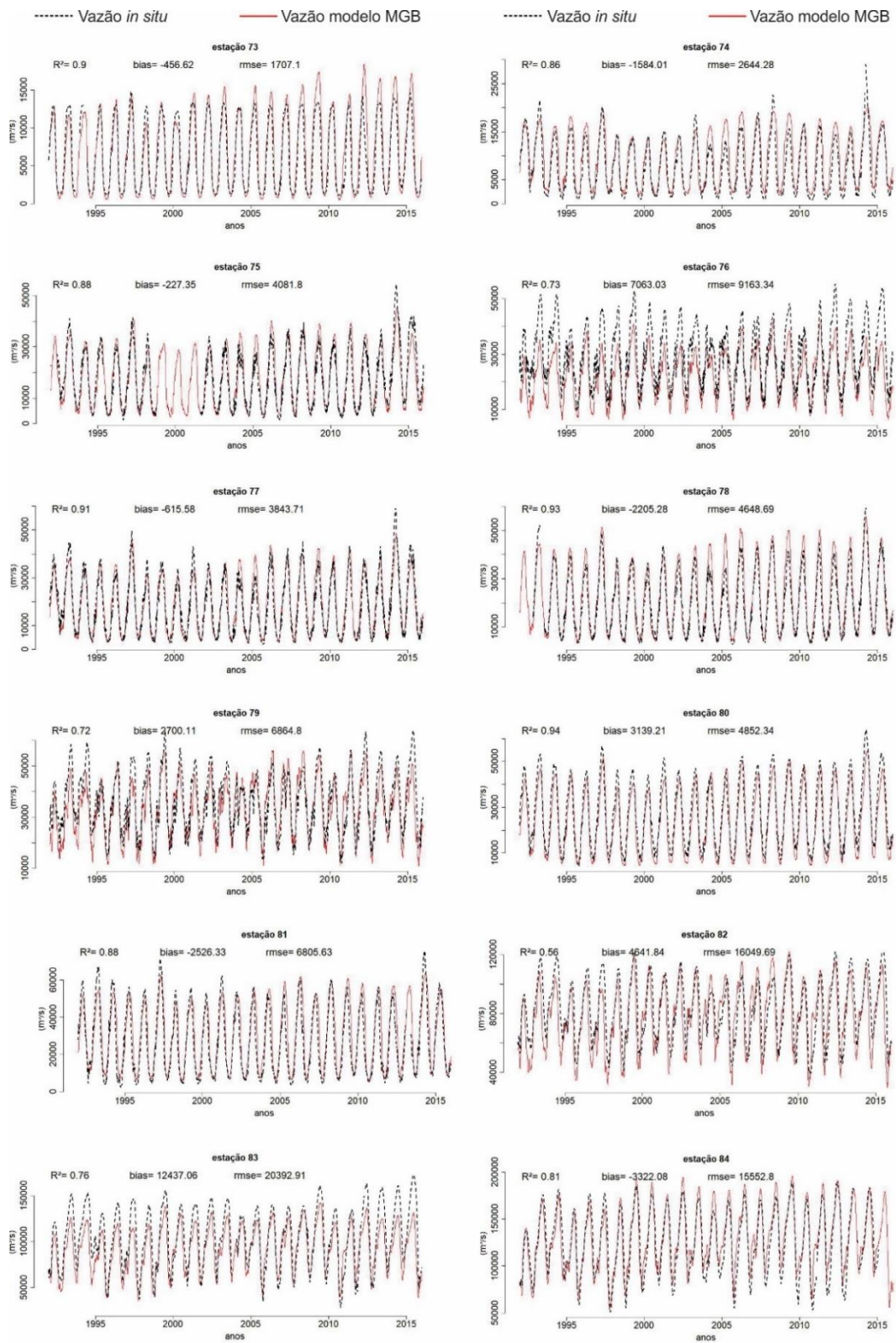
continua

Figura A.2 – Continuação.



continua

Figura A.2 – Conclusão.

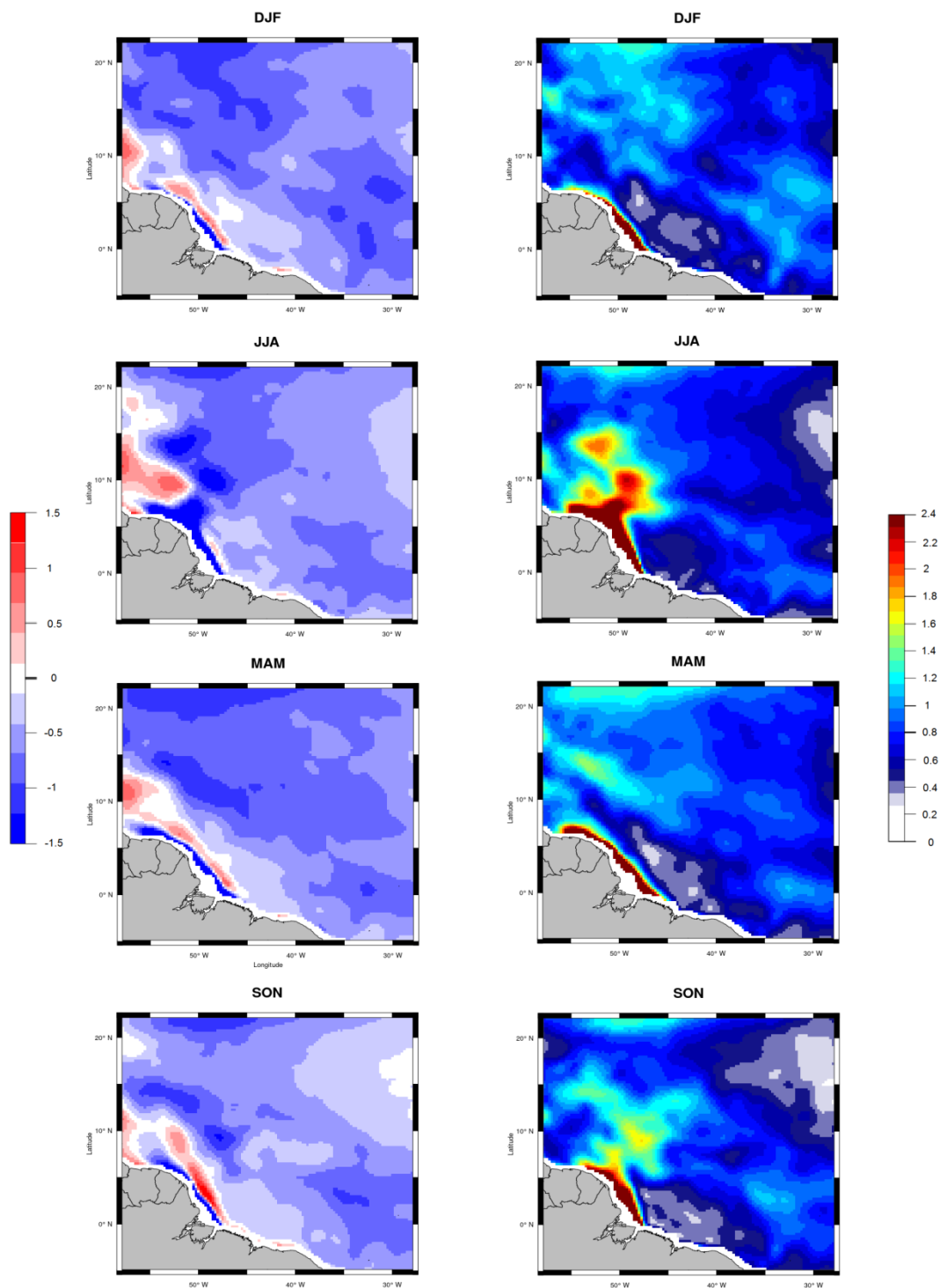


São apresentados os valores de R^2 , bias e RMSE para cada estação.

Fonte: Produção do autor.

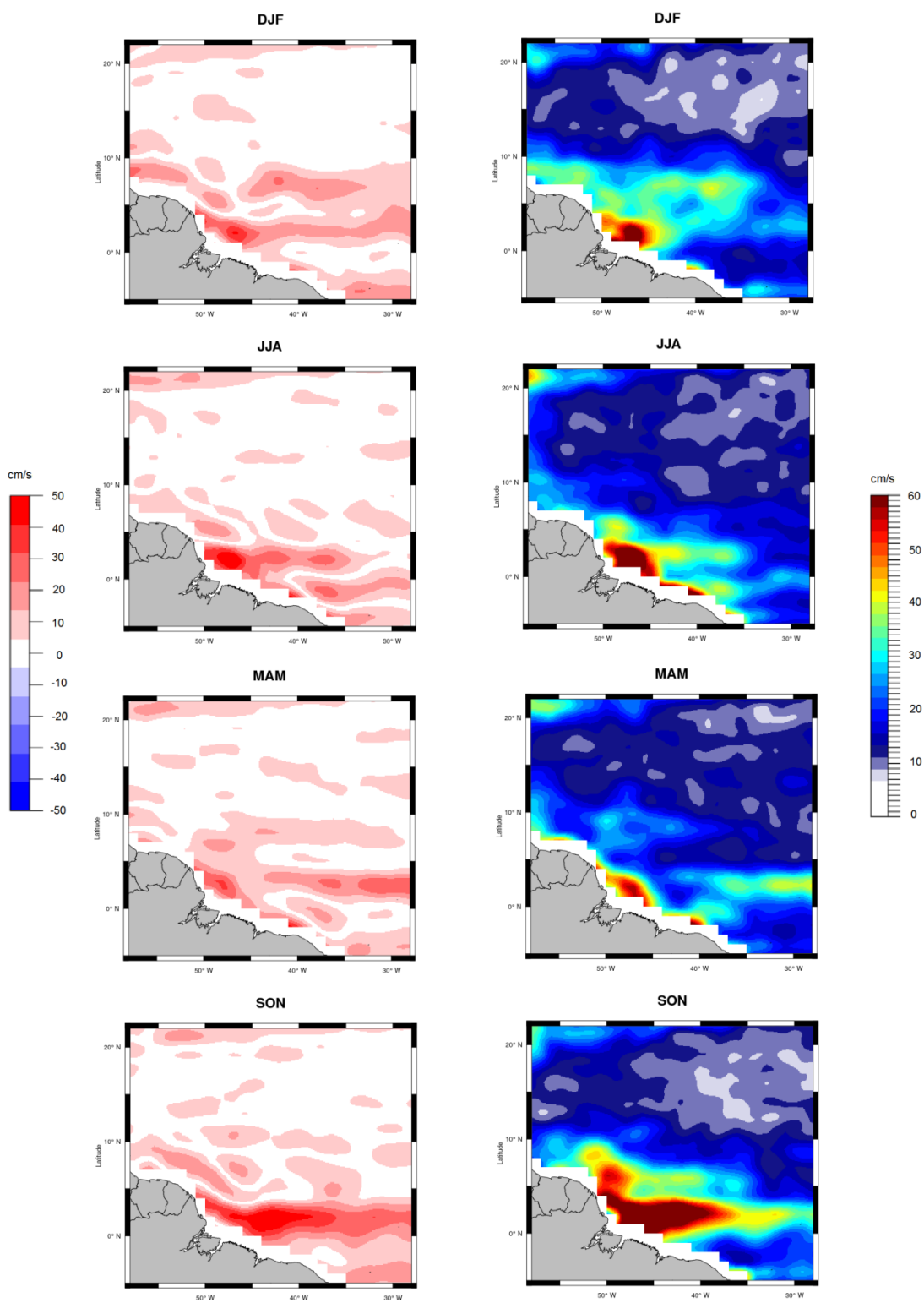
APÊNDICE B – COMPARAÇÃO DAS VARIÁVEIS OCEÂNICAS SIMULADAS COM ROMS COM PRODUTOS OBSERVACIONAIS

Figura B.1- Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE (coluna da direita) para a SSM (2010-2015) entre o cenário controle e o SMOS na porção oeste do Atlântico tropical Norte.



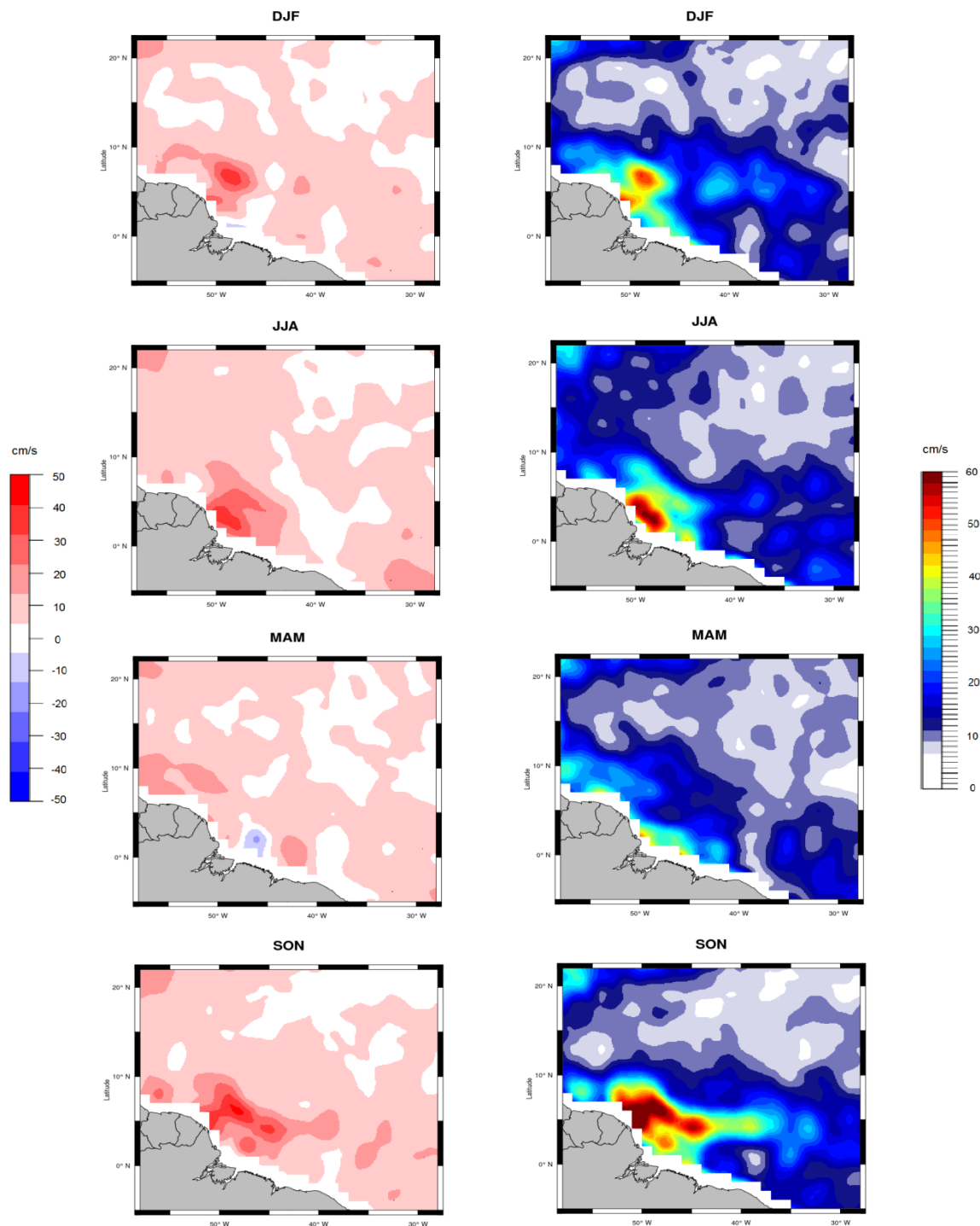
Fonte: Produção do autor.

Figura B.2- Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE (coluna da direita) para o módulo de u (2010-2015) entre o cenário controle e o OSCAR na porção oeste do Atlântico tropical Norte.



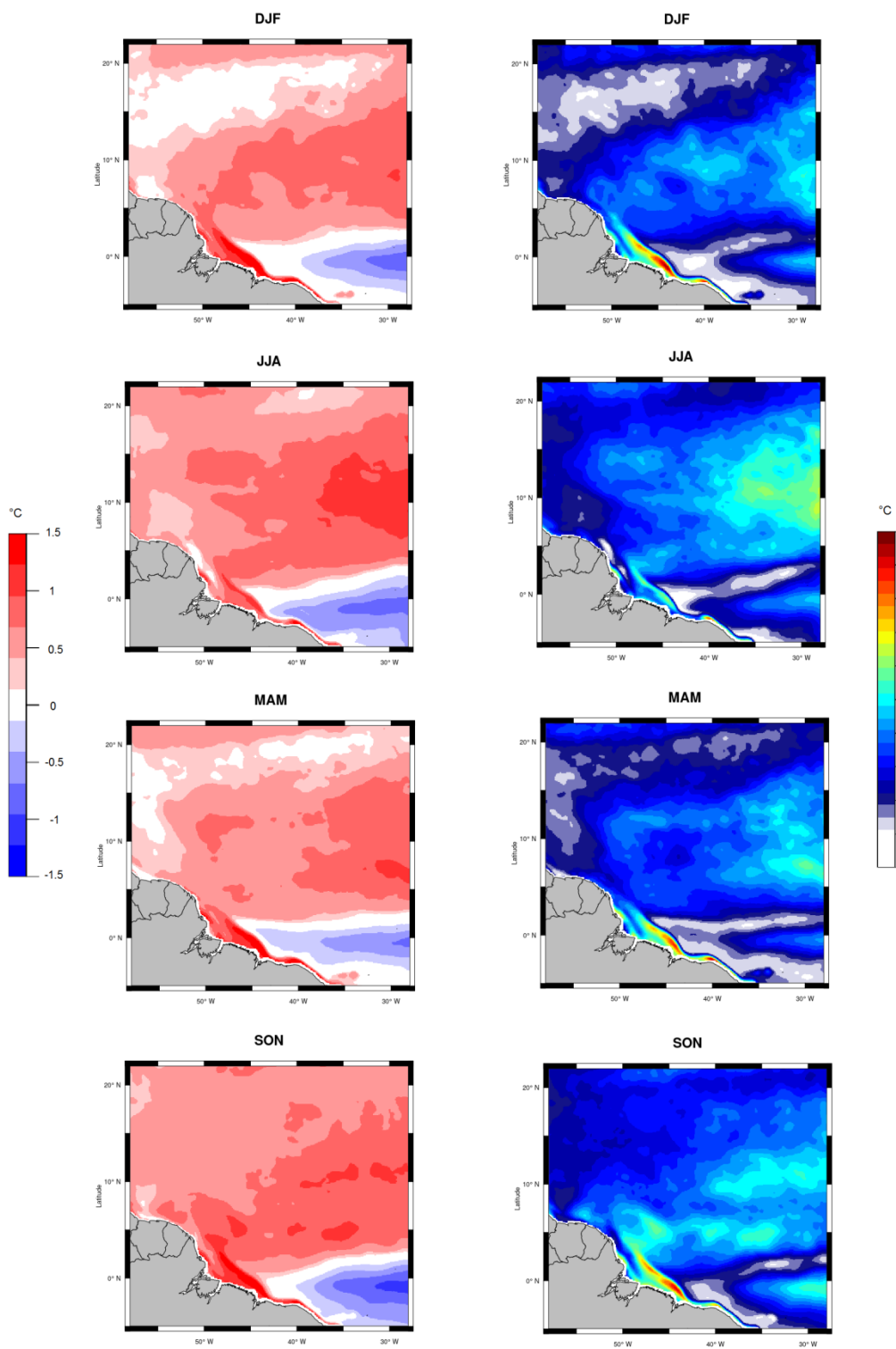
Fonte: Produção do autor.

Figura B.3 - Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE (coluna da direita) para a v (2010-2015) entre o cenário controle e os dados do OSCAR na porção oeste do Atlântico tropical Norte.



Fonte: Produção do autor.

Figura B.4 - Mapas sazonais de bias (coluna da esquerda) e RMSE(coluna da direita) para a TSM(2010-2015) entre o cenário controle e os dados do OSTIA na porção oeste do Atlântico tropical Norte.



Fonte: Produção do autor.