



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E RECURSOS
HÍDRICOS**

**CARACTERÍSTICAS PROJETADAS DA MONÇÃO SUL-AMERICANA PARA O
FINAL DO SÉCULO XXI**

DISSERTAÇÃO

Thales Alves Teodoro

Itajubá, MG, Brasil

2021

**CARACTERÍSTICAS PROJETADAS DA MONÇÃO SUL-AMERICANA PARA O
FINAL DO SÉCULO XXI**

por

Thales Alves Teodoro

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte das exigências obrigatórias para obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Clima e Sustentabilidade

**Itajubá, MG, Brasil
2021**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E RECURSOS
HÍDRICOS

**CARACTERÍSTICAS PROJETADAS DA MONÇÃO SUL-AMERICANA PARA O
FINAL DO SÉCULO XXI**

Por

Thales Alves Teodoro

À Banca Examinadora composta pelos membros

Prof^a Dr^a Michelle Simões Reboita (Orientadora)
Universidade Federal de Itajubá

Prof. Dr. Gustavo Carlos Juan Escobar (Coorientador)
Divisão de Previsão de Tempo e Clima

Prof. Dr. Benedito Cláudio da Silva
Universidade Federal de Itajubá

Prof^a Dr^a Marta Llopart
Universidade Estadual Paulista

Prof^a Dr^a Rosmeri Porfírio da Rocha
Universidade de São Paulo

“A disciplina é a parte mais importante do sucesso.”

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por me dar sabedoria e força interior para superar cada obstáculo ao longo desses dois anos. A minha família, em especial aos meus pais, Reginaldo e Magda e ao meu avô Antônio, por sempre me apoiarem ao longo de toda minha vida.

Agradeço a minha orientadora Prof^a Michelle Reboita por toda competência e cuidado ao transmitir conhecimento. Muito obrigado por toda paciência, conselhos e disposição em me ajudar quando precisei. Sem sua valiosa contribuição não seria possível realizar esse trabalho.

Ao meu coorientador Dr. Gustavo Escobar e a Prof^a Marta Llopart, por todos os ensinamentos para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Aos professores do curso de Ciências Atmosféricas e aos professores do Programa de Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos que contribuíram para a minha formação.

Aos meus amigos, Bruna Andreлина, Bruno Capucin, Eduardo Ximenes, Lara Marques, Mateus Vioriano, Rayan Leite, Robson Passos e Vitor Marrafon que me ajudaram durante todo esse processo.

Agradeço também toda a estrutura disponibilizada pela Universidade Federal de Itajubá e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001 pelo auxílio financeiro.

RESUMO

As mudanças projetadas no Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) relacionadas (1) área de atuação; (2) termos dos balanços de água na superfície e de energia e (3) padrão da pressão ao nível médio do mar (PNMM) são mostradas para o final do século (2080-2099), considerando o cenário de mudanças climáticas *Representative Pathway Scenario 8.5* (RCP8.5). Para isso, analisou-se um conjunto de Modelos Climáticos Globais (GCMs) e projeções do Modelo de Clima Regional versão 4 (RegCM4) que foi dirigido por diferentes GCMs. As análises dos termos dos balanços concentram-se em quatro subdomínios: Norte da Amazônia (NAMZ), Sul da Amazônia (SAMZ), Bacia do Prata (LPB) e Sul do Sudeste do Brasil (SSB). Tanto para a análise da área de monção quanto dos termos dos balanços, utilizaram-se *ensembles* das projeções dos GCMs e do RegCM4. Ambos os *ensembles* indicam uma diminuição da área de monção no sul da Amazônia e uma expansão em direção ao Oceano Atlântico no período 2080-2099 em relação a 1995-2014. As tendências dos termos dos balanços de água e de energia, considerando o período úmido do SMAS (novembro a março), apresentam sinais distintos em cada subdomínio. Enquanto no NAMZ e SAMZ, os *ensembles* projetam condições mais secas (ou seja, diminuição na quantidade de precipitação, umidade do solo e escoamento), na LPB e SSB eles projetam condições mais úmidas no final do século. Nos quatro subdomínios, projeta-se um aumento na temperatura do ar. As condições mais quentes nos subdomínios da Amazônia (NAMZ e SAMZ) estão associadas com mudanças nos termos do balanço de energia (aumento da radiação líquida e do fluxo de calor sensível em superfície e diminuição do fluxo de calor latente em superfície), enquanto na LPB e SSB não estão diretamente associadas a mudanças no balanço de energia. A análise do padrão da PNMM foi realizada com a técnica de análise de componentes principais. Os resultados dessa etapa do estudo indicam que para o clima futuro é projetado uma mudança na frequência dos padrões encontrados no clima presente. Entretanto, não é projetado mudanças significativas de atuação de sistemas atmosféricos nas CPs do clima futuro.

Palavras-chave: Modelos Climáticos; Projeções; SMAS.

ABSTRACT

The projected changes in the South America Monsoon System (SAMS) related to the (1) expansion area; (2) terms of surface water and energy balances and (3) pressure at mean sea level (PMSL) patterns are shown for the end of the century (2080-2099), under Representative Pathway Scenario 8.5 (RCP8.5). For this reason, a set of Global Climate Models (GCMs) and projections of the Regional Climate Model version 4 (RegCM4) nested to these GCMs were analyzed. The analysis of balance terms are concentrated in four subdomains: Northern Amazon (NAMZ), Southern Amazon (SAMZ), La Plata Basin (LPB) and Southern Southeast Brazil (SSB). For the analysis, ensembles from the projections of the GCMs and RegCM4 were used. Both ensembles indicate a decrease in the monsoon area in the south of the Amazon and an expansion towards the Atlantic Ocean in the period 2080-2099 compared with 1995-2014. The trends in the water and energy balances, considering the wet period of the SAMS (November to March), show different signs in each subdomain. While in NAMZ and SAMZ, ensembles project dry conditions (i.e., decrease in the amount of precipitation, soil moisture and runoff), in LPB and SSB they project more wet conditions at the end of the century. In the four subdomains, an increase in air temperature is projected. The warmer conditions in the subdomains of the Amazon (NAMZ and SAMZ) are associated with changes in the energy balance terms (increased net radiation and sensitive heat flux on the surface and decreased latent heat flux on the surface), while in LPB and SSB are not directly associated with changes in the energy balance. The analysis of the pattern of PMSL was carried out using the principal component analysis technique. The results of this stage of the study indicate that for the future climate a change in the frequency of the patterns found in the present climate is projected. However, no significant changes in the acting of atmospheric systems are projected in the CPs of the future climate.

Keywords: Climate Models; Projections; SAMS.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Área de estudo e subdomínios selecionados para análise.....	16
Figura 2 - Área de aplicação da ACP e representação esquemática dos sistemas atmosféricos em superfície.....	21
Figura 3 - Exemplo ilustrativo para facilitar o entendimento da ACP em Modo-T.....	24
Figura 4 - Fluxograma das etapas do estudo.....	25
Figura 5 - PP (mm dia ⁻¹) no domínio da AS durante a fase úmida do SMAS (novembro-março) no período 1995-2014: (a) GPCP; (b) <i>ensemble</i> dos GCMs; (c) <i>ensemble</i> do RegCM4; (d) <i>ensemble</i> do GCMs menos o GPCP e (e) <i>ensemble</i> do RegCM4 menos o GPCP.....	27
Figura 6 - Diferença entre a PP (mm dia ⁻¹) das projeções e simulações dos <i>ensembles</i> (2080/2099-1995/2014) durante a fase úmida do SMAS (novembro-março): (a) <i>ensemble</i> dos GCMs e (b) <i>ensemble</i> do RegCM4.....	28
Figura 7 - Mudança do ciclo anual de PP (%) projetada para o período de 2080–2099 em relação ao período de 1995–2014: (a) NAMZ; (b) SAMZ; (c) LPB e (d) SSB.....	29
Figura 8 - Domínio do SMAS do GPCP (sombreado) e domínio do SMAS na simulação do clima presente dos (a) GCMs (hachurado) e (b) RegCM4 (hachurado); Domínio do SMAS simulado para o clima presente (hachurado) e projetado para o clima futuro (sombreado) no <i>ensemble</i> dos (c) GCMs e (d) RegCM4.....	31
Figura 9 - Ciclo anual dos termos do balanço de água na superfície e de energia no NAMZ: (a) PP (mm dia ⁻¹); (b) ET (mm dia ⁻¹); (c) R (mm dia ⁻¹); (d) SM (mm); (e) Rn (W m ⁻²); (f) H (W m ⁻²); (g) LE (W m ⁻²) e (h) T2m (°C).....	34
Figura 10 - Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn no NAMZ.....	35
Figura 11 - Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia no SAMZ: (a) PP (mm dia ⁻¹); (b) ET (mm dia ⁻¹); (c) R (mm dia ⁻¹); (d) SM (mm); (e) Rn (W m ⁻²); (f) H (W m ⁻²); (g) LE (W m ⁻²) e (h) T2m (°C).....	37
Figura 12 - Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn no SAMZ.....	38
Figura 13 - Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia na LPB: (a) PP (mm dia ⁻¹); (b) ET (mm dia ⁻¹); (c) R (mm dia ⁻¹); (d) SM (mm); (e) Rn (W m ⁻²); (f) H (W m ⁻²); (g) LE (W m ⁻²) e (h) T2m (°C).....	40
Figura 14 - Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn na LPB.....	41

Figura 15 - Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia no SSB: (a) PP (mm dia⁻¹); (b) ET (mm dia⁻¹); (c) R (mm dia⁻¹); (d) SM (mm); (e) Rn (W m⁻²); (f) H (W m⁻²); (g) LE (W m⁻²) e (h) T2m (°C)43

Figura 16 - Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn no SSB.....44

Figura 17 - Coeficiente de correlação entre (a) CP1 da reanálise ERA5 com as três primeiras CPs de cada modelo; (b) CP2 da reanálise ERA5 com as três primeiras CPs de cada modelo e (c) CP3 da reanálise ERA5 com as três primeiras CPs de cada modelo.....46

Figura 18 - (a-c) CPs de PNMM da reanálise ERA5; (d-e) CP1 e CP2 de PNMM do modelo RegMPI no clima presente; (f) CP1 de PNMM do modelo MPICMIP5 no clima presente; (g-h) CP1 e CP2 de PNMM do modelo RegMPI no clima futuro e (i) CP1 de PNMM do modelo MPICMIP5 no clima futuro.....49

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Modelos utilizados para a análise da área de monção e dos termos do balanço água na superfície e de energia sobre a AS.....18
- Tabela 2** - Modelos utilizados para a análise dos padrões de circulação atmosférica em superfície sobre a AS.....22
- Tabela 3** - Porcentagens da variância explicada (coluna do meio) e da variância acumulada (última coluna) das cinco primeiras CPs obtidas com os dados do clima presente da reanálise ERA5 nos meses de verão.....45

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	OBJETIVOS	15
2.1	OBJETIVO GERAL	15
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	15
3	DADOS E METODOLOGIA	16
3.1	ANÁLISE DA ÁREA DE MONÇÃO E DOS TERMOS DOS BALANÇOS	16
3.1.1	ÁREA DE ESTUDO	16
3.1.2	GCMS E RCM	17
3.1.3	DADOS DE REFERÊNCIA.....	18
3.1.4	CARACTERIZAÇÃO DO SMAS	19
3.1.5	BALANÇO DE ÁGUA NA SUPERFÍCIE.....	20
3.1.6	BALANÇO DE ENERGIA	20
3.2	ANÁLISE DOS PADRÕES DE PNMM.....	21
3.2.1	ÁREA DE ESTUDO E DADOS.....	21
3.2.2	ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS	23
3.2.3	VALIDAÇÃO DO CLIMA PRESENTE E ANÁLISE DO CLIMA FUTURO	24
4	RESULTADOS	26
4.1	ANÁLISE DA ÁREA DE MONÇÃO E DOS TERMOS DOS BALANÇOS	26
4.1.1	PRECIPITAÇÃO: CLIMA PRESENTE.....	26
4.1.2	PRECIPITAÇÃO: CLIMA FUTURO.....	27
4.1.3	ÁREA DA MONÇÃO	29
4.1.4	CICLO ANUAL DOS TERMOS DO BALANÇO ÁGUA NA SUPERFÍCIE E DE ENERGIA	31
4.2	ANÁLISE DOS PADRÕES DE PNMM.....	44
4.2.1	CLIMA PRESENTE: ACP DA ERA5	44
4.2.2	SELEÇÃO DOS MODELOS MAIS REPRESENTATIVOS DO CLIMA PRESENTE.....	45
4.2.3	PADRÃO ESPACIAL DAS CPS	46
5	CONCLUSÕES.....	50
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52

1 INTRODUÇÃO

As primeiras definições para uma região de monção foram baseadas na reversão sazonal da direção do vento. Ramage (1971) apresentou um conjunto de critérios para a identificação de regiões de monção no mundo, que incluía: a mudança na direção dos ventos em baixos níveis em pelo menos 120° entre os meses de janeiro e julho, a persistência dos ventos nessa direção em pelo menos 40% dos dias durante esses meses e a intensidade do vento superior a 3 ms^{-1} em pelo menos um desses meses. A mudança na direção do vento aparece como o mecanismo responsável pelo transporte da umidade do oceano para o continente, implicando em maiores totais de precipitação (PP) sobre a massa terrestre durante os meses de verão. Por esta razão, o regime da monção pode ser comparado a um sistema de brisa marítima/terrestre de grande escala.

Ramage (1971) identificou a Índia, a África e o Leste Asiático como regiões de monção. No entanto, outras regiões tropicais, como a América do Sul (AS) e do Norte, com PP superior a mais de 50% do total anual durante o verão, não foram incluídas na classificação de Ramage (GAN et al., 2004; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016). Devido a esse fato, as definições recentes de monção são baseadas no volume de PP entre a estação chuvosa e seca (WANG; DING, 2008; WANG et al., 2012; 2020).

No caso da AS, não há uma clara reversão sazonal nos ventos entre os meses de janeiro e julho (ZHOU; LAU, 1998), mas de qualquer forma, o ciclo anual da PP em grande parte desse continente é uma resposta à atuação do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (RAO; HADA, 1990; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; REBOITA et al., 2010; MARENGO et al., 2012; LLOPART et al., 2014; ASHFAQ et al., 2020; GEEN et al., 2020; PASCALE et al., 2019; WANG et al., 2020), com o estabelecimento de duas estações bem definidas: o período chuvoso de novembro a março, com maior PP em dezembro-janeiro-fevereiro (DJF, verão austral), e o período seco de maio a setembro. Além disso, entre o período chuvoso e seco, existem diferenças importantes na circulação atmosférica, principalmente entre os meses de verão e inverno (junho-julho-agosto, JJA).

A fase úmida do SMAS começa a surgir a partir da primavera quando ocorre uma intensificação da energia solar recebida no Hemisfério Sul (HS) e, como consequência, a convecção se torna mais forte; além disso, os ventos alísios se intensificam e transportam mais umidade do Atlântico Tropical Norte para a Bacia Amazônica (MARENGO et al., 2001; DURÁN-QUESADA et al., 2012; PASCALE et al., 2019). Devido ao aquecimento da superfície e a grande atividade convectiva, em altos níveis da atmosfera forma-se uma área de

alta pressão sobre o continente, conhecida como Alta da Bolívia (AB; ZHOU; LAU, 1998). Corrente abaixo da AB desenvolve-se um cavado entre o nordeste do Brasil e o oceano Atlântico que é chamado de cavado das cercanias do Nordeste do Brasil (FERREIRA et al., 2019).

Em baixos níveis da atmosfera há a formação de dois centros de baixa pressão que se posicionam a leste da cordilheira dos Andes (Baixa do Chaco – BCH e Baixa do Noroeste Argentino – BNOA), influenciando as condições de tempo principalmente no centro-norte da Argentina, sul da Bolívia e Paraguai (ESCOBAR, 2019). A BCH é uma baixa que se forma devido ao intenso aquecimento radiativo da superfície continental entre meados da primavera e meados do outono e é importante para a configuração do jato de baixos níveis (JBN) a leste dos Andes, já que produz um gradiente horizontal de pressão com a região amazônica (SELUCHI; SAULO, 2012). A BNOA é um sistema quase-permanente ao longo do ano e sua gênese está associada tanto ao aquecimento radiativo quanto pelo efeito de *stretching* do escoamento atmosférico que atravessa a cordilheira dos Andes (SELUCHI; SAULO, 2012). O JBN é responsável por transportar umidade da Bacia Amazônica para a região do sudeste da AS e para áreas centrais do Brasil (sudeste e centro-oeste).

O sistema mais importante para manutenção das chuvas sobre a AS durante a fase úmida da monção é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS corresponde a uma faixa de nuvens que se estende da Amazônia ao sudeste do Brasil e atinge o Oceano Atlântico Sul, sendo a sua formação relacionada a combinação da convecção continental e ao transporte de umidade do JBN e do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) para áreas do sudeste do Brasil (KOUSKY, 1988; CARVALHO et al., 2004; SILVA et al., 2019). Nos períodos sem ou com atividade fraca da ocorrência de ZCAS, em geral, o JBN está transportando umidade para o sudeste da AS, influenciando a PP na Bacia do Prata (LPB, PASCALE et al., 2019; LLOPART et al., 2020a). Já quando o JBN está direcionado para o sudeste do Brasil, contribui para ativar a ZCAS (SILVA et al., 2019). Mais detalhes sobre os sistemas atmosféricos associados com o SMAS podem ser encontrados em Zhou e Lau (1998), Gan et al. (2004), Grimm (2004), Vera et al. (2006), Reboita et al. (2010), Marengo et al. (2012), Carvalho e Cavalcanti (2016), Silva et al. (2019), Ashfaq et al. (2020), Correa et al. (2020), Geen et al. (2020) e Sena e Magnusdottir (2020).

Uma vez que a qualidade da estação chuvosa é importante para várias atividades econômicas, diversos estudos têm investigado as possíveis mudanças na monção ao longo do globo em cenários de aquecimento global e usando diferentes metodologias (SETH et al., 2013; LEE; WANG, 2014; HASSON et al., 2016; RAJ et al., 2018; SHAWKI et al., 2018;

IBRAHIMA et al., 2019; GEEN et al., 2020; MOON; HA, 2020; WANG et al. 2020). Para a AS, existem os estudos de Bombardi e Carvalho (2009), Marengo et al. (2012), Llopart et al. (2014, 2020 a, b), Reboita et al. (2014), Ashfaq et al. (2020) e Sena e Magnusdottir (2020), por exemplo. Esses estudos, em geral, mostram as projeções do volume de PP e a área de abrangência da monção em diferentes cenários do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC). Em termos de clima futuro, alguns estudos (LLOPART et al., 2014; BLÁZQUEZ; SILVINA, 2020; LLOPART et al., 2020a) usando modelos climáticos regionais (RCMs) indicam uma diminuição (aumento) das chuvas na Amazônia (LPB e sudeste do Brasil).

Um ponto que merece ser destacado é que a PP em uma determinada região é o resultado da advecção horizontal de vapor d'água de outras regiões e/ou da evapotranspiração (ET) ocorrida na própria região e que não é advectada (BRUBAKER et al., 1993). A contribuição deste segundo mecanismo indica a importância dos processos de superfície terrestre no balanço de água de uma região (BRUBAKER et al., 1993). Dependendo da região em análise, a ET tem uma contribuição maior do que a convergência do fluxo de umidade para a PP. Por exemplo, a PP na LPB durante DJF é controlada mais por forçantes locais do que remotas (SÖRENSSON et al., 2010; RUSCICA et al., 2014, 2016; LLOPART et al., 2020a).

A análise do comportamento do balanço de água (que é dividida em ramos superficiais e atmosféricos) e do balanço de energia ajuda a discriminar se o sinal de mudança na PP é afetado pelo feedback terra-atmosfera (ou seja, ET) ou por padrões de circulação em grande escala (NASCIMENTO et al., 2016; LLOPART et al., 2018; MOREIRA et al., 2019). Na AS, alguns estudos já quantificaram os termos desses balanços (da ROCHA et al., 2009; RUSCICA et al., 2016; LYRA et al., 2016; NASCIMENTO et al., 2016; LLOPART et al., 2017, 2018; MOREIRA et al., 2019; BRÊDA et al., 2020). Por exemplo, Ruscica et al. (2016), analisando o balanço água superficial em um cenário intermediário de mudanças climáticas para a AS no período 2071-2100, constataram que no oeste da Amazônia os modelos projetam uma diminuição na PP média anual, mas sem qualquer mudança considerável nos valores médios de ET. Lyra et al. (2016) investigando os efeitos das mudanças climáticas nas componentes do balanço de água superficial e de energia sobre a Amazônia através de um modelo regional, constataram que em um cenário de aumento contínuo da emissão de gases de efeito estufa, ocorrem mudanças significativas nos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) sobre a região (LE reduzido durante o dia e H aumentado).

Em geral, os sistemas meteorológicos citados previamente (parágrafos 4, 5 e 6) são registrados pela primeira Componente Principal (CP) nos estudos que utilizam a Análise de Componentes Principais (ACP; ESCOBAR, 2019). Entretanto, devido à variabilidade

sinótica, é comum que apareçam outros padrões que apresentam menor variância sendo representados por outras CPs (2, 3 etc.). Em termos de média climatológica, como são menos frequentes, os padrões de circulação acabam não sendo retratados pela climatologia. Na literatura, não são muitos os estudos que aplicam ACP na análise das características do SMAS. Porém, essa técnica tem sido amplamente empregada para estudos com outros objetivos como a da identificação de padrões de circulação associados às ondas de frio (REBOITA et al., 2015), friagens (ESCOBAR et al., 2019), chuvas intensas (ESCOBAR et al., 2016), transporte de umidade (HOYOS et al., 2019) e relacionado à influência dos poluentes atmosféricos na saúde humana (GONÇALVES et al., 2007).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Considerando a grande importância do SMAS conforme descrito, este estudo visa utilizar projeções de modelos climáticos globais (GCMs) e de um RCM para identificar as mudanças associadas ao SMAS no final do século XXI, considerando o cenário de mudanças climáticas *Representative Pathway Scenario 8.5 (RCP8.5)* do IPCC.

2.2 Objetivos específicos

- Identificar as mudanças na área do SMAS;
- Descrever as mudanças projetadas nos termos do balanço de água na superfície e nos termos do balanço de energia em importantes subdomínios da AS;
- Descrever as mudanças projetadas nos principais padrões de pressão ao nível médio do mar (PNMM) na AS, durante os meses do verão austral.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Análise da área de monção e dos termos dos balanços

3.1.1 Área de estudo

A área de estudo compreende a AS ($10^{\circ}\text{N} - 55^{\circ}\text{S}$, $90^{\circ} - 30^{\circ}\text{W}$) com foco principal em quatro subdomínios (Figura 1): Norte da Amazônia (NAMZ, $5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$, $68^{\circ} - 52^{\circ}\text{W}$), Sul da Amazônia (SAMZ, $15^{\circ} - 5^{\circ}\text{S}$, $68^{\circ} - 52^{\circ}\text{W}$), LPB ($32.5^{\circ} - 20^{\circ}\text{S}$, $63^{\circ} - 48.9^{\circ}\text{W}$) e Sul do Sudeste do Brasil (SSB, $25.5^{\circ} - 20.5^{\circ}\text{S}$, $52 - 42^{\circ}\text{W}$). Os subdomínios NAMZ e SAMZ já foram usados no estudo de Llopart et al. (2020a) e o LPB em Llopart et al. (2014), Reboita et al. (2014) e Llopart et al. (2020 a, b). Esses subdomínios são importantes porque incluem as duas principais bacias hidrográficas do AS (La Plata e Amazônia). O subdomínio SSB é usado por ser uma região vulnerável quando a ZCAS atua (CARVALHO et al., 2002; SELUCHI; CHOU, 2009; LIMA et al., 2010; REBOITA et al., 2017; SENA; MAGNUSDOTTIR, 2020).

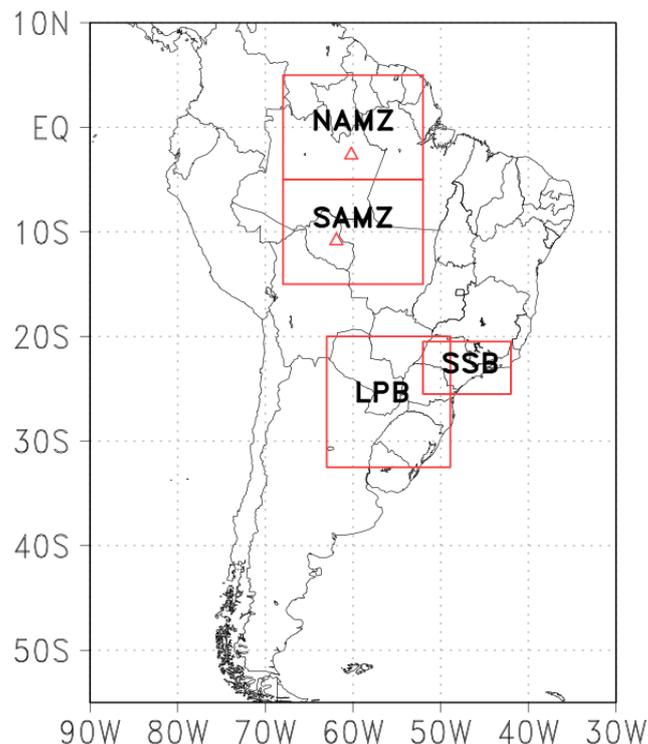


Figura 1 Área de estudo e subdomínios selecionados para análise (caixas vermelhas): NAMZ (Norte da Amazônia), SAMZ (Sul da Amazônia), LPB (Bacia do Prata) e SSB (Sul do Sudeste do Brasil). Os triângulos na figura representam a localização geográfica das torres de fluxo que são usadas no estudo. O triângulo dentro do subdomínio do NAMZ representa a localização do Sítio Experimental da Reserva Cuieiras, e o triângulo sobre o SAMZ mostra a localização do Sítio Experimental da Reserva Biológica do Jarú.

3.1.2 GCMs e RCM

Para estudar o SMAS, são utilizadas projeções de três GCMs do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5; MEEHL; BONY, 2011). Além disso, é utilizado também projeções do modelo *Regional Climate Model version 4* (RegCM4; GIORGI et al., 2012) pertencente ao projeto *Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment* (CORDEX) - *Coordinated Output for Regional Evaluations* (CORE; GUTOWSKI et al., 2016). Na Tabela 1 é apresentada uma lista dos modelos que foram utilizados no estudo, juntamente com informações dos centros de desenvolvimento desses modelos e o espaçamento da grade de cada projeção. O RegCM4 foi aninhado às projeções dos GCMs do CMIP5 (HadGEM2-ES, MPI-ESM-MR e NorESM1-M), considerando o domínio da AS, especificado pelo CORDEX (GIORGI et al., 2009). Essas projeções são descritas, por exemplo, por Reboita et al. (2020). As projeções foram baixadas do *Earth System Grid Federation* (ESGF, <https://esgf-data.dkrz.de/projects/esgf-dkrz/>).

Todas as análises são realizadas para dois períodos: clima presente (1995-2014) e clima futuro (2080-2099) sob o cenário RCP8.5 (MEEHL; BONY, 2011) do IPCC. Esses períodos seguem a recomendação do IPCC para seu sexto relatório (ASHFAQ et al. 2020; REBOITA et al., 2020). Para reduzir as incertezas associadas aos modelos, as análises se concentram em *ensembles*, de forma que há dois conjuntos de dados (*ensemble* das projeções dos GCMs e *ensemble* do RegCM4). Esses foram calculados após a interpolação bilinear de cada modelo para a grade regular de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Este procedimento segue He et al. (2017), Reboita et al. (2019) e Llopart et al. (2020a). As variáveis utilizadas são: PP; ET; escoamento total (R); conteúdo total de umidade no solo (SM); fluxo de calor latente (LE); fluxo de calor sensível (H), radiação de onda curta descendente de superfície (RSDS), radiação de onda curta ascendente de superfície (RSUS), radiação de onda longa descendente de superfície (RLDS), radiação de onda longa ascendente de superfície (RLUS) e radiação líquida (Rn). O cálculo para obtenção de Rn será explicado na Seção 3.1.6. Todas essas variáveis foram obtidas em frequência mensal.

Tabela 1 Modelos utilizados para a análise da área de monção e dos termos do balanço água e de energia em superfície sobre a AS (centro de desenvolvimento de cada modelo e espaçamento de grade em graus).

Modelo	Centro de Desenvolvimento	Resolução (Lat × Lon)
HadGEM2-ES, CMIP5 (JONES et al., 2011) – HADCMIP5	Centro Meteorológico Hadley, Reino Unido	1,25° x 1,875°
MPI-ESM-MR, CMIP5 (GIORGETTA et al., 2013) – MPICMIP5	Instituto Max Planck de Meteorologia, Alemanha	1,8653° x 1,875°
NorESM1-M, CMIP5 (BENTSEN et al., 2012) – NORCMIP5	Centro Climático Norueguês, Noruega	1,8947° x 2,5°
RegCM4_HadGEM2-ES_CMIP5 (GUTOWSKI et al., 2016) – RegHAD	Centro Internacional de Física Teórica, Itália	0,44° x 0,44°
RegCM4_MPI-ESM-MR_CMIP5 (GUTOWSKI et al., 2016) – RegMPI	Centro Internacional de Física Teórica, Itália	0,44° x 0,44°
RegCM4_NorESM1-M_CMIP5 (GUTOWSKI et al., 2016) – RegNOR	Centro Internacional de Física Teórica, Itália	0,44° x 0,44°

3.1.3 Dados de referência

A PP simulada pelos GCMs e RegCM4 no clima presente é validada através de comparações com o dado do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), que tem resolução espacial de 1° latitude por 1° longitude (ADLER et al., 2003). Este conjunto de dados está disponível apenas para o período de 1997 a 2014. Para a validação das demais variáveis (mencionadas na seção anterior), dados mensais da reanálise ERA5, no período 1995-2014, com resolução horizontal de 0.5° x 0.5° (HERSBACH; DEE, 2016) foram utilizados. O teor de umidade total do solo da ERA5 foi calculado considerando a integração da quantidade de água em quatro camadas de solo (camada 1: 0-7 cm; camada 2: 7-28 cm; camada 3: 28-100 cm;

camada 4: 100-289 cm). Esta camada de integração é semelhante ao conteúdo total de SM dos modelos que é obtido integrando a quantidade de água na superfície até 286 cm de profundidade.

No NAMZ e SAMZ, os valores de R_n e os fluxos superficiais turbulentos (H e LE) também são comparados com dados medidos em torres micrometeorológicas. No NAMZ, os valores das simulações destas variáveis foram comparados com os dados medidos na torre micrometeorológica do sítio experimental da Reserva do Cuieiras (02°36'S, 60°12'W). A série histórica deste sítio experimental cobre o período de 1999 a 2006. Para o SAMZ, é utilizado a série de dados históricos de 1999 a 2002 da torre micrometeorológica localizada no sítio experimental da Reserva Biológica do Jaru (10°46'S, 61°56'W). Mais detalhes sobre os dados dessas torres podem ser encontrados em da Rocha et al. (2009).

3.1.4 Caracterização do SMAS

Inicialmente é apresentada a climatologia da PP no período úmido (novembro-março) do SMAS para cada conjunto de dados (GPCP e *ensembles* do clima presente e futuro). O teste t de Student (STEVENSON, 2001) é utilizado para verificar a significância estatística das diferenças (diferença entre o futuro e o presente), com nível de confiança de 95% ($\alpha = 0,05$). Também é realizada a análise do ciclo anual de PP nos quatro subdomínios da Figura 1.

Para encontrar as regiões da AS que têm influência da monção, é utilizado os critérios de Wang et al. (2012). De acordo com os critérios desses autores para que uma região seja classificada como monçônica, a mesma deve apresentar: (1) PP diária do período úmido menos a do período seco superior a 2 mm dia^{-1} e (2) PP total do período úmido maior que 55% do total anual. O período úmido no HS é definido entre os meses de novembro a março e o período seco de maio a setembro; no HN, a definição é oposta. Os critérios apresentados são aplicados a cada ponto da grade no domínio de estudo (Figura 1). Quando as condições (1) e (2) são atendidas, o ponto da grade analisado é considerado um local de monção. Para saber se há uma expansão ou recuo da área de monção no clima futuro em relação ao presente, é determinado o número de pontos de grade com clima de monção no presente e futuro e, em seguida, é calculado a diferença da quantidade desses pontos entre os períodos em termos percentuais.

3.1.5 Balanço de água na superfície

O balanço de água superficial é importante para entender os possíveis impactos das mudanças climáticas sobre a disponibilidade de água na região de interesse. Por esta razão, os termos do balanço água superficial (eq.1; PEIXOTO; OORT, 1992; ASNANI, 1993; MARENGO, 2005; BONAN, 2016; HARTMAN, 2016) para os subdomínios mostrados na Figura 1 são calculados:

$$SM = PP - ET - R \quad (1)$$

onde, SM é o armazenamento de água no solo; PP é precipitação; ET é a evapotranspiração (água que evapora da vegetação e do solo mais a transpiração das plantas) e R representa a soma do escoamento superficial e subterrâneo. Em cada subdomínio, os termos da equação 1 são analisados através do ciclo anual obtido para o clima presente e futuro.

3.1.6 Balanço de energia

Os processos físicos na Terra (aquecimento do ar e da superfície, processos evaporativos) são uma consequência do Rn, que é dado pela soma dos balanços de radiação de ondas curtas e longas (eq.2; PEIXOTO; OORT, 1992, HARTMAN, 2016):

$$Rn = (RSDS - RSUS) + (RLDS - RLUS) \quad (2)$$

onde, Rn é a radiação líquida na superfície; RSDS - radiação de onda curta descendente na superfície; RSUS - radiação de onda curta ascendente de superfície; RLDS - radiação de onda longa descendente na superfície e RLUS - radiação de onda longa ascendente de superfície. O Rn representa a energia disponível na superfície responsável pela geração de fluxos turbulentos (H, LE e fluxo de calor do solo - G; BONAN, 2016). Como o G é pequeno se comparado a H e LE (da ROCHA et al., 2004), este termo, em geral, pode ser desprezado e o balanço de energia em superfície pode ser escrito como $Rn = H + LE$. Neste trabalho, o Rn foi calculado pela equação 2.

Para cada subdomínio da Figura 1, o ciclo anual de Rn, H, LE e T2m no clima presente e futuro são calculados. As tendências nas diferentes variáveis por décadas (1995-2004, 2005-2014, 2080-2089 e 2090-2099) são mostradas por meio de gráficos de dispersão construídos

entre PP x ET, PP x SM, PP x Rn e T2m x SM, com base na média climatológica dos meses úmidos do SMAS.

3.2 Análise dos padrões de PNMM

3.2.1 Área de estudo e dados

Para determinar os principais padrões sinóticos da circulação atmosférica em superfície na AS e adjacências (0° – 40° S, 80° – 30° W; Figura 2) são utilizados dados médios diários de PNMM pertencentes à reanálise ERA5 (HERSBACH; DEE, 2016). Esses dados serão considerados como referência para a validação dos dados diários de PNMM dos modelos climáticos do CMIP5 (CMIP5; MEEHL; BONY, 2011), CMIP6 (EYRING et al., 2016) e do RegCM4 (GIORGI et al., 2012), que foi aninhado à diferentes GCMs do CMIP5. Na Tabela 2 é apresentada uma lista dos modelos que foram utilizados nessa etapa do estudo, juntamente com informações dos centros de desenvolvimento desses modelos.

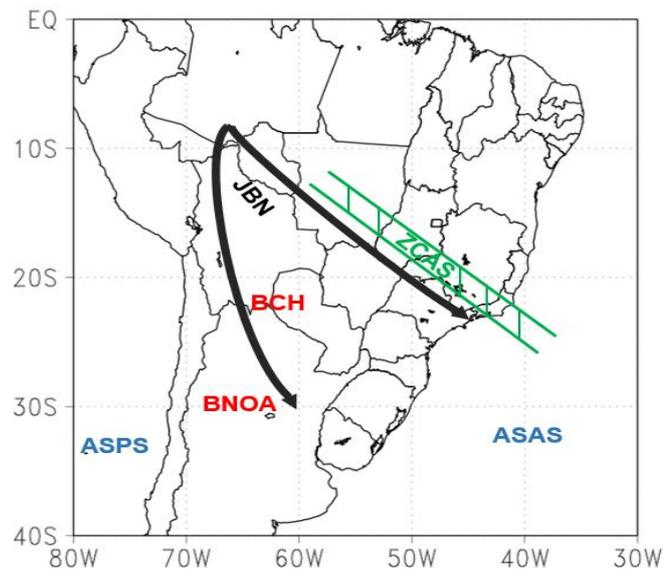


Figura 2 Área de aplicação da ACP e representação esquemática dos sistemas atmosféricos em superfície atuantes na AS, conforme Reboita et al. (2010).

Aqui, o estudo também foca dois períodos: 1995-2014 (clima presente) e 2080-2099 (clima futuro). As projeções do clima futuro do RegCM4 e dos modelos do CMIP5 serão analisadas considerando o cenário de mudanças climáticas RCP8.5. Já para às projeções do CMIP6 utiliza-se o cenário *Shared Socioeconomic Pathway 5-8.5* (SSP5-8.5) que é o correspondente do cenário RCP8.5. Mais informações sobre os cenários do CMIP6 podem ser

obtidas em O'Neill et al. (2016). Todos os conjuntos de dados foram interpolados com o método bilinear para uma grade regular de $1^\circ \times 1^\circ$, devido às diferentes resoluções dos modelos.

Tabela 2 Modelos utilizados para a análise dos padrões de circulação atmosférica em superfície sobre a AS (centro de desenvolvimento de cada modelo e espaçamento de grade em graus).

Modelo	Centro de Desenvolvimento	Resolução (Lat × Lon)
HadGEM2-ES, CMIP5 (JONES et al., 2011) – HADCMIP5	Centro Meteorológico Hadley, Reino Unido	1,25° x 1,875°
MPI-ESM-MR, CMIP5 (GIORGETTA et al., 2013) – MPICMIP5	Instituto Max Planck de Meteorologia, Alemanha	1,8653° x 1,875°
NorESM1-M, CMIP5 (BENTSEN et al., 2012) – NORCMIP5	Centro Climático Norueguês, Noruega	1,8947° x 2,5°
HadGEM3-GC31-LL, CMIP6 (RIDLEY et al., 2018) – HADCMIP6	Centro Meteorológico Hadley, Reino Unido	1,25° x 1,875°
MPI-ESM1-2-LR, CMIP6 (MAURITSEN et al., 2019) – MPICMIP6	Instituto Max Planck de Meteorologia, Alemanha	1,8653° x 1,875°
NorESM2-LM, CMIP6 (SELAND et al., 2020) – NORCMIP6	Centro Climático Norueguês, Noruega	1,8947° x 2,5°
RegCM4_ HadGEM2-ES_CMIP5 (GUTOWSKI et al., 2016) – RegHAD	Centro Internacional de Física Teórica, Itália	0,44° x 0,44°
RegCM4_ MPI-ESM-MR_CMIP5 (GUTOWSKI et al., 2016) – RegMPI	Centro Internacional de Física Teórica, Itália	0,22° x 0,22°
RegCM4_ NorESM1-M_CMIP5 (GUTOWSKI et al., 2016) – RegNOR	Centro Internacional de Física Teórica, Itália	0,22° x 0,22°

3.2.2 Análise de componentes principais

A metodologia utilizada para determinar os principais padrões de PNMM sobre o domínio da AS durante os meses de verão (DJF), que é o período mais úmido do SMAS, é a Análise de Componentes Principais (ACP). Essa metodologia identifica os campos atmosféricos com o mesmo padrão espacial em um conjunto de dados (COMPAGNUCCI; SALLES, 1997; ESCOBAR, 2007; ESCOBAR, 2019), o que é conhecido na literatura como *leading patterns*. Como nesse estudo, o objetivo é a identificação de padrões sinóticos, os dados diários são organizados de acordo com o Modo-T (GREEN; CARROL, 1978; RICHMAN, 1986; ESCOBAR, 2019), isto é, a matriz fornecida para a obtenção das Componentes Principais (CPs) é estruturada de forma que cada linha corresponda a um ponto de grade do domínio de estudo e as colunas aos tempos da série. A ACP aqui aplicada considera a matriz de correlação e o cálculo de autovalores e autovetores.

Primeiramente, a ACP é aplicada aos meses de verão da ERA5 e, em seguida, nos dados do clima presente de cada modelo. Na etapa seguinte, é realizada uma rotação dos vetores, denominada de rotação Varimax (JOHNSON; WICHERN, 2007). Esse é um método de rotação ortogonal que redistribui a variância total dos dados, de modo a maximizar a variação dos pesos de cada CP, facilitando o entendimento físico das componentes obtidas (RICHMAN, 1986). O número de CPs rotacionadas a ser considerado no estudo é obtido pela regra do autovalor, sendo que esse deve ser maior do que 1.0 (RICHMAN et al., 1986).

A interpretação física dos resultados da ACP pode ser compreendida com o exemplo da Figura 3. Suponha que a ACP é aplicada a uma série temporal, em pontos de grade (lat x lon), com n tempos de anomalia de PNMM. A ACP gera, basicamente, dois resultados: (a) uma matriz com os padrões espaciais que explicam a maior parte da variância (isto é, que mais se repetem) do conjunto de dados e (b) uma série temporal (considerada com um índice) associada com cada padrão identificado para indicar se num dado tempo ocorre ou não tal padrão.

No caso do exemplo, a ACP identificou dois padrões espaciais que explicam a maior parte da variância do conjunto de dados: (1) presença de uma anomalia de alta pressão centrada no oceano que se reveza com a presença de uma anomalia de baixa pressão (Figura 3a, c, e, f); a distinção entre a presença da alta ou da baixa é feita através da série temporal, e (2) a presença de uma anomalia de baixa pressão que domina o Sudeste da AS (Figura 3b, d). Esses dois padrões são identificados respectivamente como CP1 (Figura 3g) e CP2 (Figura 3h) e são considerados como os *leading patterns*. A correlação espacial entre a CP1 e cada tempo n da série temporal fornece uma série que é chamada de índice, factor *loadings* ou z-score (Figura

3i). Veja que para a CP1, os campos que possuem altos valores de correlação com essa componente são os que apresentam anomalias de pressão sobre o oceano (tempo 0, tempo 2, tempo 4 e tempo 5). O valor de correlação entre o campo do tempo 2 com a CP1 é negativa pois nesse tempo há uma anomalia de baixa pressão sobre o oceano, o que é contrário ao sintetizado pela CP1 (Figura 3g). Para a CP2 (Figura 3h), a análise é semelhante.

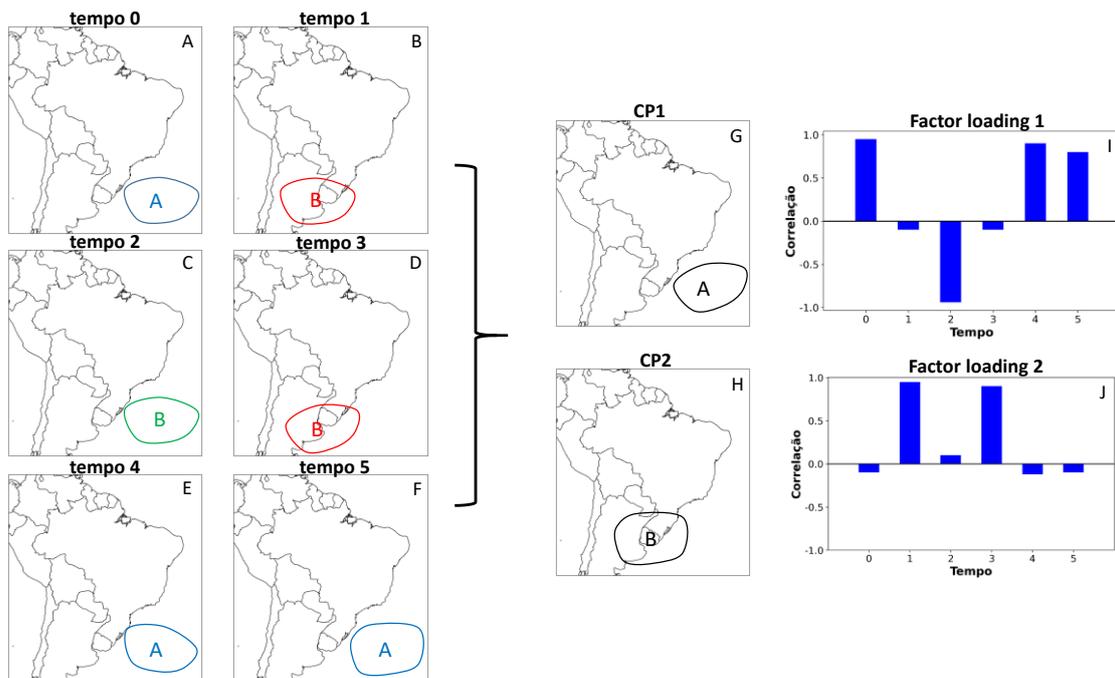


Figura 3 Exemplo ilustrativo para facilitar o entendimento da ACP em Modo-T. Os painéis são: (a) anomalia de PNMM no tempo 0; (b) anomalia de PNMM no tempo 1; (c) anomalia de PNMM no tempo 2; (d) anomalia de PNMM no tempo 3; (e) anomalia de PNMM no tempo 4; (f) anomalia de PNMM no tempo 5; (g) CP1 dos campos de anomalia de PNMM; (h) CP2 dos campos de anomalia de PNMM; (i) Série de *factor loadings* da CP1 e (j) Série de *factor loadings* da CP2.

3.2.3 Validação do clima presente e análise do clima futuro

Como será mostrado nos resultados, a técnica da ACP identificou cinco CPs significativas nos dados da ERA5. Entretanto, é analisado apenas as CPs com valores de variância explicada acima de 10%. A Figura 4 mostra um fluxograma das etapas descritas a seguir.

Considerando as três primeiras CPs da ERA5, o passo seguinte é identificar quais os modelos que possuem melhor performance na reprodução desses três primeiros padrões de PNMM observados. Para isso, é calculado o coeficiente de correlação espacial entre as CPs de cada modelo com as CPs da ERA5 (pois, por exemplo, nem sempre a primeira CP de um modelo pode corresponder a primeira CP da ERA5). O modelo com melhor performance é determinado a partir do quão mais correlacionado positivamente estão as CPs do modelo em relação as CPs da ERA5. Neste estudo, como estão sendo analisados 3 CPs, o modelo mais representativo dos padrões da ERA5 deve apresentar a soma dos seus valores de correlação mais próximo do valor 3. Após a validação do clima presente, foi calculado as CPs com os dados das projeções do clima futuro, apenas considerando o modelo mais apropriado em representar as CPs da ERA5 no clima presente.

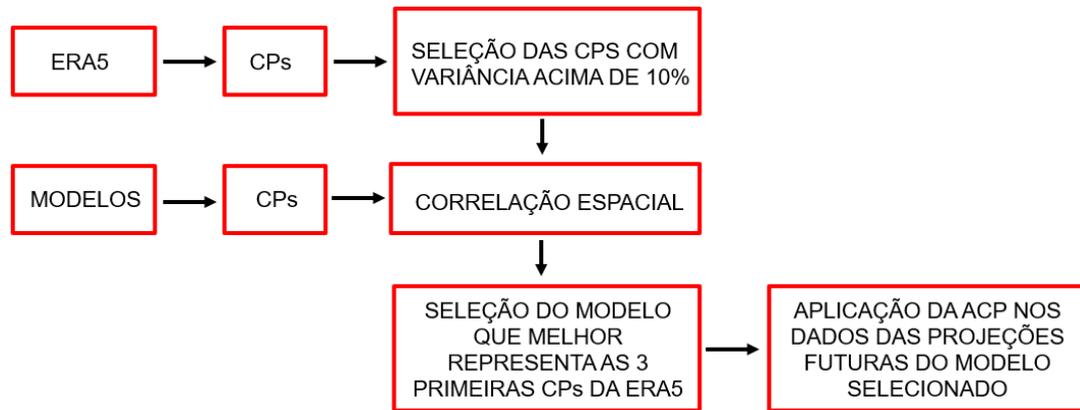


Figura 4 Fluxograma das etapas realizadas para a análise das mudanças dos padrões de PNMM.

4 RESULTADOS

4.1 Análise da área de monção e dos termos dos balanços

4.1.1 Precipitação: clima presente

A Figura 5 mostra a PP no clima presente e futuro (Figura 5a-c) durante os meses úmidos do SMAS e a diferença entre os conjuntos em relação ao GPCP (Figura 5d, e). Os GCMs e o RegCM4 apresentam baixo desempenho na reprodução da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), pois apresentam uma ZCIT com duas faixas de máximos valores de PP, tanto no Pacífico quanto no Oceano Atlântico. Essa característica é um erro comum nos modelos climáticos (TIAN; DONG, 2020). Enquanto o RegCM4 superestima a PP em comparação com o GPCP, o conjunto de GCMs a subestima. Na região do ZCAS, o GPCP (Figura 5a) mostra valores de PP entre 6-12 mm dia⁻¹, e com núcleo máximo de 10-12 mm dia⁻¹ entre os estados do Amazonas e Pará. Nesta mesma região, o conjunto de GCMs (Figura 5b, d) subestima o núcleo de maior intensidade de PP em comparação com o GPCP. O RegCM4 (Figura 5c, e) é capaz de indicar o núcleo de PP máximo, mas subestima a área de chuva ao longo da ZCAS. Por outro lado, no sudeste do Brasil (entre São Paulo e Minas Gerais), o modelo regional representa a PP do GPCP melhor do que os GCMs.

Ambos os *ensembles* superestimam a PP em uma faixa ao longo dos Andes (do Peru ao norte da Argentina). A configuração mostrada no RegCM4 pode estar ainda mais próxima da realidade do que o dado de referência, uma vez que quase não há estações de medição *in situ* para descrever o efeito da topografia na PP. Entretanto, nos GCMs, o excesso de PP produzido ao longo da Cordilheira dos Andes (10°S-20°S) é um problema comum que surge devido à representação inadequada da topografia (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

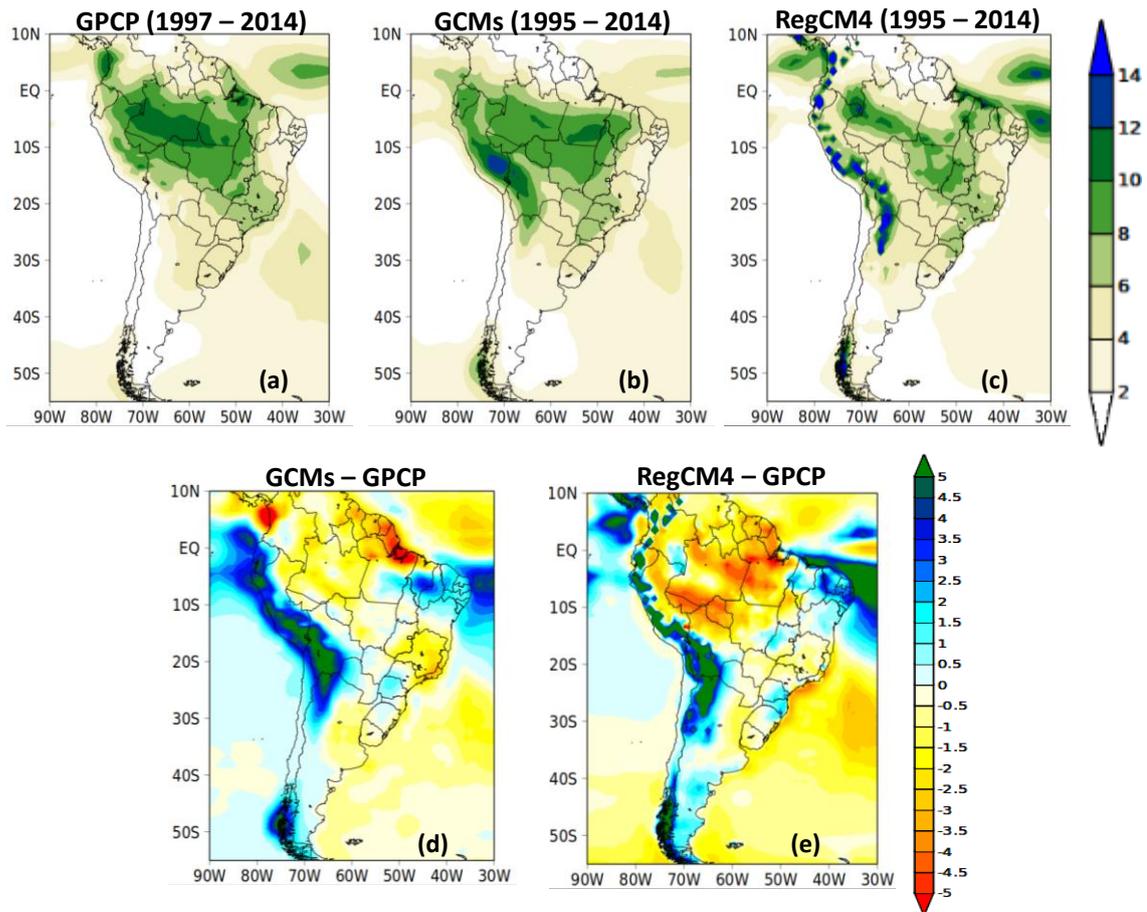


Figura 5 PP (mm dia^{-1}) no domínio AS durante a fase úmida do SMAS (novembro-março) no clima presente: (a) GPCP; (b) *ensemble* dos GCMs; (c) *ensemble* do RegCM4; (d) *ensemble* do GCMs menos o GPCP e (e) *ensemble* do RegCM4 menos o GPCP.

4.1.2 Precipitação: clima futuro

Comparando os períodos futuro e presente, os GCMs (Figura 6a) e o RegCM4 (Figura 6b) mostram um sinal úmido de $1\text{-}2 \text{ mm dia}^{-1}$ em grande parte da AS para o clima futuro, especialmente nos setores central e sudeste do continente. Entre o noroeste e sudeste da AS, o RegCM4 projeta um núcleo de PP mais intenso do que os GCMs. Entre a Amazônia e o oeste do nordeste do Brasil, ambos os *ensembles* projetam uma redução na PP ($1\text{-}2 \text{ mm dia}^{-1}$). Nas projeções do RegCM4, a área com PP reduzida sobre a Amazônia parece mais deslocada a leste da AS em comparação com os GCMs. Llopart et al. (2014), analisando as projeções de PP dos GCMs (HadGEM2-ES e MPI-ESM-MR) de dezembro a abril na AS, também encontraram uma diminuição da PP sobre a Amazônia. Essa característica também é mostrada em outros GCMs e RCMs (LYRA et al., 2016; LLOPART et al., 2020a; SENA; MAGNUSDOTTIR, 2020). Ambos os *ensembles* projetam condições úmidas no sudeste do Brasil. No entanto, existem RCMs, como o modelo Eta (CHOU et al., 2014), que projetam uma diminuição da PP para o

final do século. Então, aqui destacamos as incertezas associadas aos modelos nos estudos de mudanças climáticas.

Sobre o oceano, as maiores diferenças entre o clima presente e futuro ocorrem nas regiões equatorial e subtropical do Atlântico, principalmente no RegCM4. Portanto, de forma geral, o que a Figura 6 mostra são condições mais secas sobre a Amazônia e condições úmidas em outras áreas continentais sendo as diferenças estatisticamente significativas no nível de confiança de 95%. Esses resultados concordam com estudos anteriores, como Llopart et al. (2014), Reboita et al. (2014), Carvalho e Cavalcanti (2016) e Llopart et al. (2020 a, b).

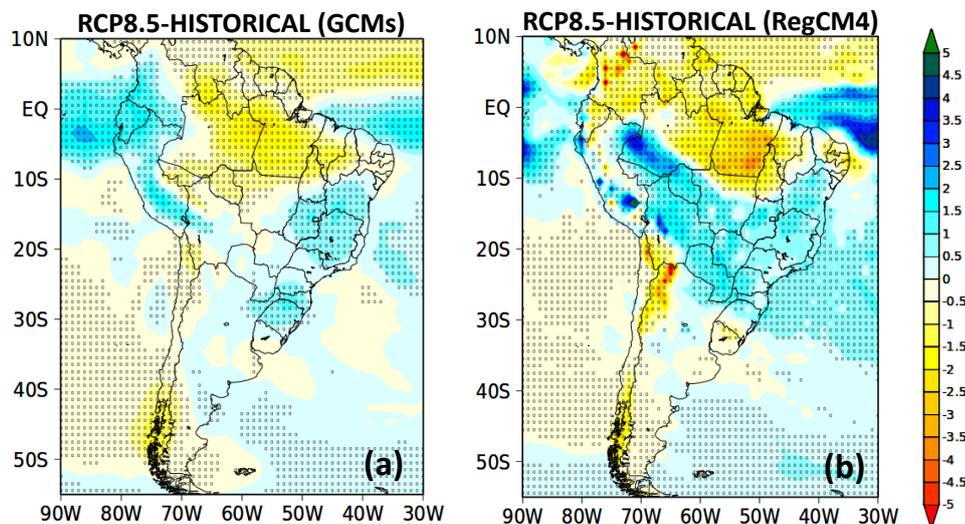


Figura 6 Diferença entre a PP (mm dia^{-1}) das projeções e simulações dos *ensembles* (2080/2099-1995/2014) durante a fase úmida do SMAS (novembro-março): (a) *ensemble* dos GCMs e (b) *ensemble* do RegCM4. Os pontos em (a) e (b) representam as áreas onde as diferenças calculadas são estatisticamente significativas no nível de confiança de 95%.

De forma a obter um maior conhecimento das mudanças futuras no ciclo anual de PP, este foi calculado para os quatro subdomínios apresentados na Figura 1, e as diferenças entre o futuro e o presente são apresentadas em percentagens (Figura 7). No NAMZ (Figura 7a), o RegCM4 e GCMs indicam uma diminuição da PP no futuro em todos os meses do ano, sendo essa diminuição mais pronunciada nos meses de janeiro, fevereiro, agosto, setembro e outubro, atingindo variações de até 50% em relação ao presente. No SAMZ (Figura 7b), os *ensembles* também projetam queda da PP para o futuro, principalmente entre julho e novembro. Ainda no SAMZ, nos primeiros meses do ano (janeiro-maio), enquanto o RegCM4 projeta tendência de aumento da PP, os GCMs projetam queda. É importante destacar que no NAMZ e SAMZ, há um predomínio de queda da PP ao longo do ano, principalmente entre agosto a outubro. Llopart et al. (2014) também encontraram nestes meses uma tendência de sinal negativo na PP projetado com o cenário RCP8.5. De acordo com Ambrizzi et al. (2019), a diminuição da PP sobre o norte

da AS pode estar relacionada ao enfraquecimento dos ventos alísios no futuro. Recentemente, Llopart et al. (2020) confirmou mostrando uma redução na convergência do fluxo de umidade.

Em relação a LPB (Figura 7c), há oscilação entre tendências negativas e positivas, com predomínio de valores negativos entre julho a outubro e valores positivos entre novembro a junho (exceto março). Resultado semelhante foi obtido por Llopart et al. (2014). Neste subdomínio, os *ensembles* possuem boa concordância entre si. No SSB (Figura 7d), os GCMs mostram uma diminuição na quantidade de PP de agosto a outubro e um aumento em janeiro e fevereiro. O RegCM4 também apresenta essa característica nesses meses, porém, as diferenças entre o futuro e o presente são mais pronunciadas do que as projetadas pelos GCMs. Em geral, os resultados desta seção são consistentes com os de Llopart et al. (2014; 2020a).

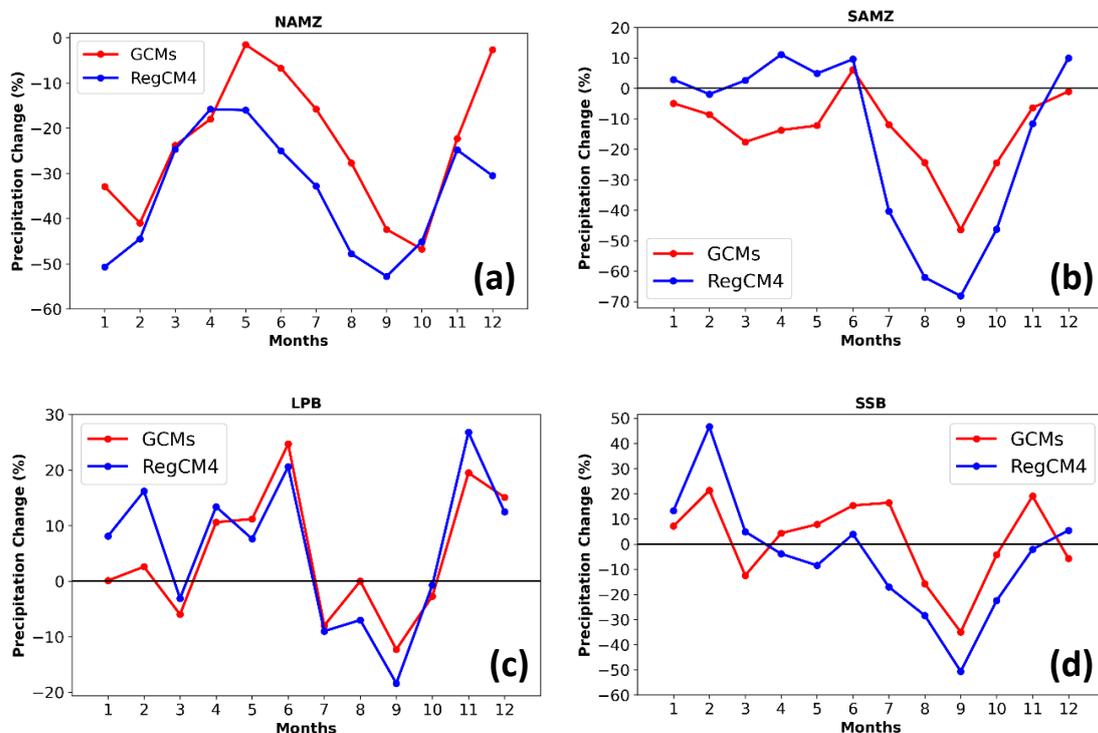


Figura 7 Mudança do ciclo anual de PP (%) projetada para o período de 2080–2099 em relação ao período de 1995–2014: (a) NAMZ; (b) SAMZ; (c) LPB e (d) SSB.

4.1.3 Área da monção

A Figura 8a-b mostra a área do SMAS obtida com os dados do GPCP (sombreado) e com os *ensembles* no clima presente (hachurado), e em ambos os casos obtidos com a metodologia de Wang et al. (2012). Na Figura 8c-d, a comparação é entre o presente (hachurado) e o futuro (sombreado) dos *ensembles*. A área de monção no GPCP abrange a

maior parte das latitudes continentais entre o equador e 30°S e no setor oceânico a leste da costa dos estados de São Paulo ao sul da Bahia.

No clima presente, os *ensembles* capturam a área do SMAS registrada pelo GPCP (Figura 8a-b), com um viés de expansão da área em direção às regiões oceânicas tropicais. Hsu et al. (2013) usando um conjunto de modelos do CMIP5 também mostraram que, em geral, áreas com regime de monção no globo são superestimadas em áreas oceânicas. O *ensemble* dos GCMs superestima a área de monção do GPCP no domínio AS em cerca de 19% (Figura 8a). Essas superestimativas ocorrem principalmente no Oceano Atlântico Tropical, no nordeste e sul da AS. A área do SMAS simulada pelo RegCM4 no clima presente tem as mesmas características do *ensemble* dos GCMs, mas com uma superestimativa de 17,6% (Figura 8b). Sobre a massa de terra, o RegCM4 também mostra dificuldades na captura da área do SMAS sobre o norte do Brasil (Pará e Amazonas).

No clima futuro, os dois *ensembles* estendem a área de monção sobre o Oceano Atlântico (Figura 8c-d). Já na região da Amazônia, o RegCM4 reduz a área da monção. Essa redução pode ser uma resposta ao déficit projetado de PP na Amazônia mostrado na seção anterior. No entanto, no geral, os GCMs e o RegCM4 projetam um aumento na área do SMAS em 12,3% e 8,4%, respectivamente. Resultado que está de acordo com aqueles documentados em Hsu et al. (2013) e Kitoh et al. (2013) considerando CMIP5 e em Wang et al. (2020) para dados do CMIP6.

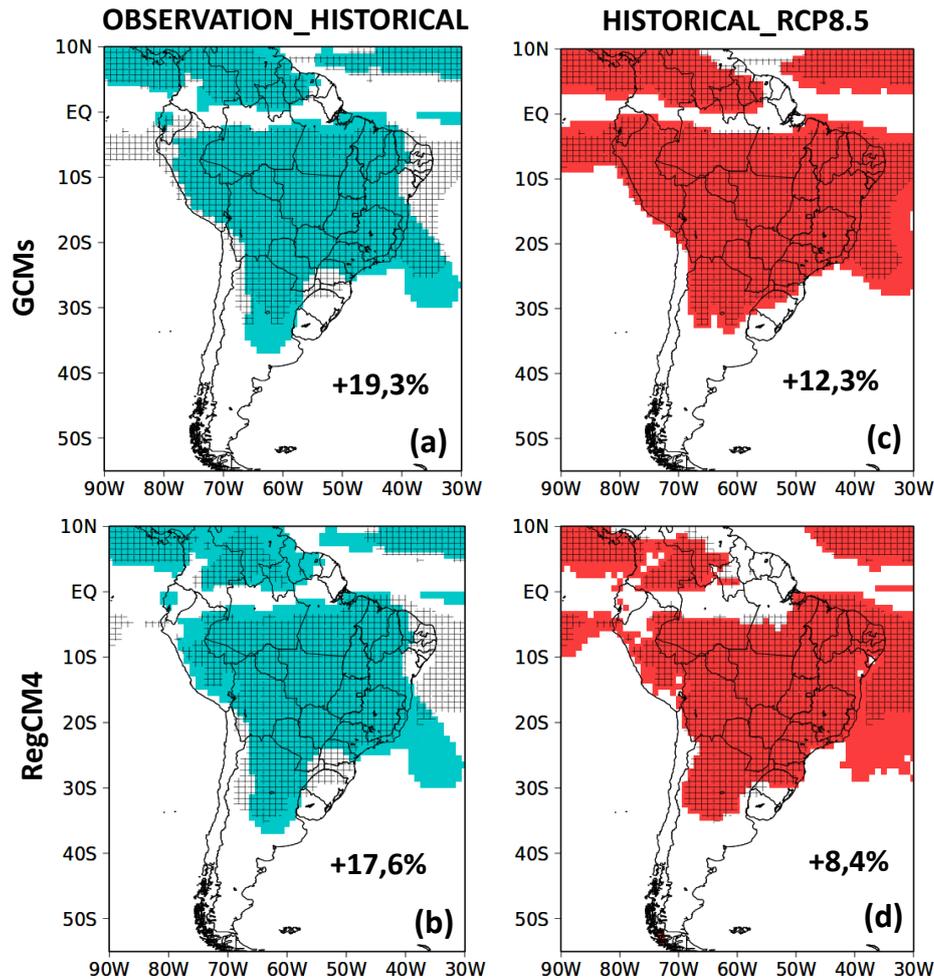


Figura 8 Domínio do SMAS do GPCP (sombreado) e domínio do SMAS na simulação do clima presente dos (a) GCMs (hachurado) e (b) RegCM4 (hachurado); Domínio do SMAS simulado para o clima presente (hachurado) e projetado para o clima futuro (sombreado) no *ensemble* dos (c) GCMs e (d) RegCM4. O clima presente corresponde ao período de 1995-2014, e o clima futuro corresponde ao período 2080-2099. Em (a) e (b), os valores percentuais mostrados na figura representam o quanto os conjuntos superestimam (valores positivos) / subestimam (valores negativos) a área de monção do GPCP em termos de porcentagem. Em (c) e (d), os valores percentuais representam o quanto cada *ensemble* expande (valores positivos) / retrai (valores negativos) a área de monção do clima futuro em relação ao presente.

4.1.4 Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia

Para os subdomínios mostrados na Figura 1, é realizada uma análise das projeções dos termos do balanço água e de energia. Isso fornece uma melhor compreensão dos processos físicos de superfície associados às mudanças climáticas. Vale lembrar que: (a) o R_n é obtido pela equação 2, portanto, pequenas diferenças podem ocorrer se compararmos o R_n fornecido pela equação 2 e pela soma de H e LE ; (b) a informação de umidade em diferentes níveis do solo dos modelos não está disponível para download, por isso não é possível avaliar a correlação

direta entre a SM e PP nas camadas de solo mais próximas à superfície e a correlação defasada entre as camadas mais profundas e a PP.

- NAMZ

O ciclo anual dos termos do balanço água superficial e do balanço de energia no NAMZ é mostrado na Figura 9. Primeiramente é realizada uma descrição dos dados de referência e na sequência das projeções dos modelos. O ciclo anual da SM segue o da PP e do R nos dados de referência (Figura 9a, c, d), com os valores máximos ocorrendo entre abril e junho. Por outro lado, o ciclo anual da ET (Figura 9b) mostra valores ligeiramente superiores de julho a novembro (estação seca). O aumento da ET na estação seca nesta região da Amazônia é documentado em vários estudos (WERTH; AVISSAR, 2004; SALESKA et al., 2007; da ROCHA et al., 2009; COSTA et al., 2010; MAEDA et al., 2017) e está associado à capacidade das raízes da floresta de captar água de níveis mais profundos para uso na transpiração, uma vez que há menos SM próximo à superfície (BRUNO et al. 2006; MAEDA et al. 2017). Assim, a ET durante os meses secos não é totalmente dependente da PP. O padrão sazonal de ET coincide com o de Rn (Figura 9e), o que indica um forte controle da radiação solar nos processos evaporativos (da ROCHA et al., 2009). Como o NAMZ está localizado muito próximo ao equador, possui grande disponibilidade de energia solar durante todo o ano, portanto a nebulosidade é o fator responsável pela variabilidade do Rn, que é inferida pelos totais de PP (maior volume de chuva, maior cobertura de nuvens e menor valor Rn). Considerando os fluxos turbulentos de calor, mesmo nos meses de menor disponibilidade hídrica há aumento tanto no LE (discutido anteriormente através do padrão ET) quanto no H (Figura 9f, g).

Para o clima presente, embora haja uma tendência dos GCMs e RegCM4 subestimarem as componentes do balanço água superficial (PP, ET, R e SM), seu ciclo anual está em fase com o os dados de referência, exceto para ET. A ET simulada mostra picos nos meses de maio a julho, precedendo os picos da ET observada. Os ciclos anuais da SM dos *ensembles* e da ERA5 apresentam um padrão semelhante (máximo entre maio e julho), mas a intensidade é diferente: os *ensembles* apresentam valores inferiores aos da ERA5.

Os *ensembles* tendem a superestimar (subestimar) o H (LE) de referência entre setembro a outubro e entre janeiro a abril. Embora o Rn tenha sido calculado a partir da equação 2, é possível inferir a contribuição dos fluxos turbulentos de calor nesta variável. O LE tem uma contribuição maior para Rn na ERA5, nos *ensembles* o valor de H e LE é mais equilibrado. De acordo com Sörensson et al. (2010) e Pessacg et al. (2014), a grande dificuldade em simular H e LE em regiões da Amazônia pode estar relacionada à cobertura vegetal prescrita nos modelos que não representam totalmente a alta biodiversidade da floresta, produzindo erros nas

estimativas dos fluxos turbulentos de energia. Considerando que os *ensembles* superestimam H, isso explica a superestimativa das temperaturas simuladas no clima presente (Figura 9g). Ressalta-se aqui que o Rn dos *ensembles* no clima presente é mais semelhante aos dados observados na torre de fluxo do que com a ERA5. Esta reanálise superestima Rn nos meses de junho a dezembro. Os dados de H da torre e da reanálise são semelhantes, porém diferenças de intensidade ocorrem quando a variável analisada é o LE.

Ambos os *ensembles* projetam uma redução de R e SM sobre o NAMZ em todos os meses do ano no clima futuro. Essa redução pode ser entendida como um efeito do sinal negativo da PP projetada, pois quando há uma mudança na quantidade de PP que cai em uma determinada região, isso se reflete diretamente nos valores das variáveis do balanço de água. A ET projetada para o clima futuro também é reduzida em relação às simulações do presente. Como a T2m é projetado para aumentar e não diminuir no NAMZ (Figura 9h), uma possível explicação para a redução dos processos evaporativos é a menor quantidade de água na coluna do solo, uma vez que SM limita a ET. Ruscica et al. (2016) obtiveram tendências semelhantes em ET e PP para o NAMZ e sugeriram que a diminuição da ET no clima futuro pode ser por exemplo uma resposta ao fechamento dos estômatos das plantas devido a altas temperaturas.

As projeções de Rn mostram um aumento dos valores desta variável no clima futuro, que também é condicionado pelo sinal negativo da PP (menos chuva pode ser um indicativo de menos nebulosidade, portanto mais energia pode chegar à superfície). Em alguns meses do ano, os valores projetados de H são muito próximos ou até superiores aos valores projetados de LE, indicando, portanto, que no clima futuro, Rn poderá ter uma contribuição maior no processo de aquecimento do ar em relação ao presente, o que reflete em temperaturas mais altas. Esse padrão é consistente, uma vez que em um cenário onde H tende a se aproximar de LE, a SM é reduzida (NUNES; MARIANO 2015), como pode ser visto na Figura 9d. Projeta-se para o clima futuro que a T2m no NAMZ será mais quente do que no clima presente em todos os meses do ano, o que é uma consequência do aumento de H e redução de PP (menos nebulosidade).

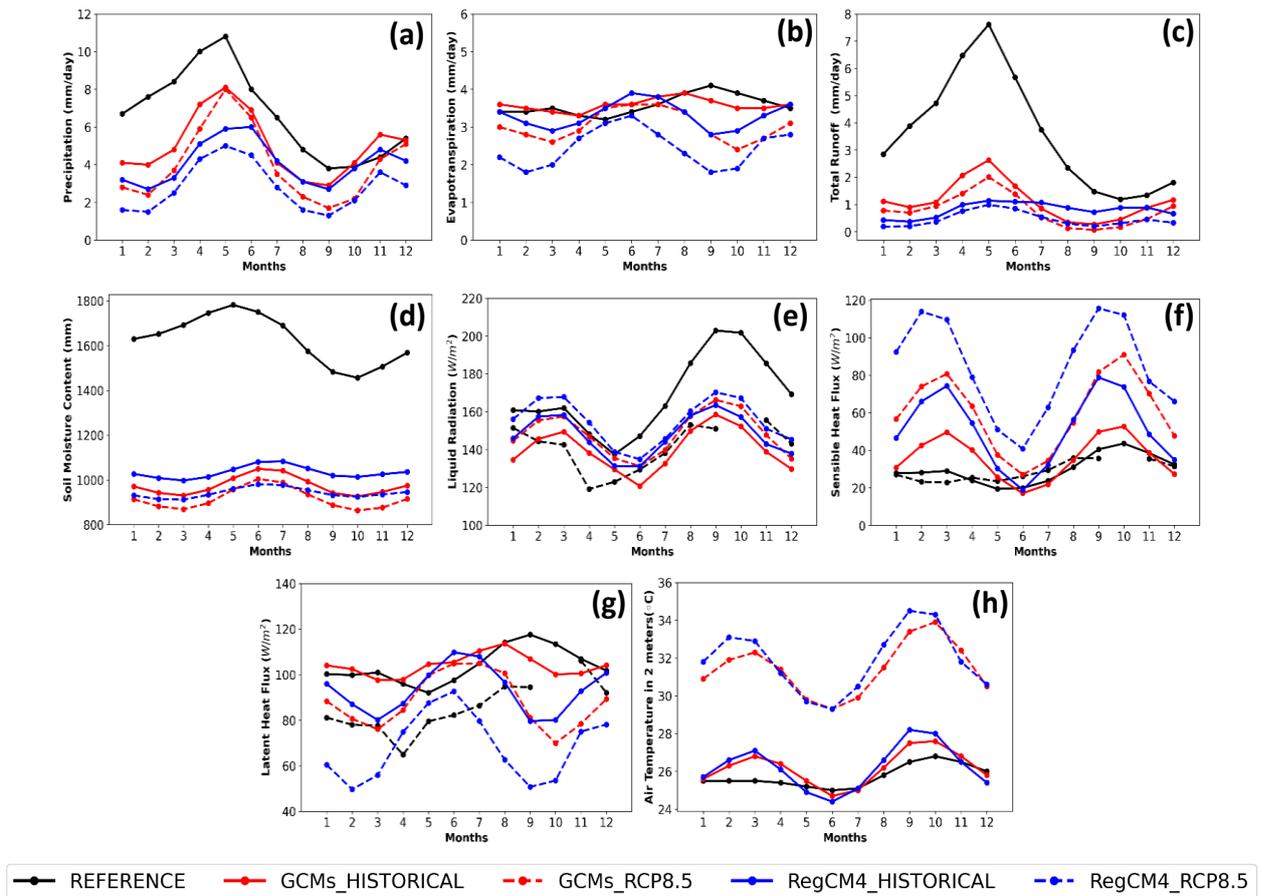


Figura 9 Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia no NAMZ: (a) PP (mm dia^{-1}); (b) ET (mm dia^{-1}); (c) R (mm dia^{-1}); (d) SM (mm); (e) Rn (W m^{-2}); (f) H (W m^{-2}); (g) LE (W m^{-2}) e (h) T2m ($^{\circ}\text{C}$). Nos gráficos, o dado de referência é mostrado em linha preta contínua, a observação da torre de fluxo em linha tracejada preta; o *ensemble* dos GCMs no clima presente em linha vermelha contínua e do clima futuro em linha vermelha tracejada; o *ensemble* do RegCM4 no clima presente em linha azul contínua e do clima futuro em linha azul tracejada.

Para um melhor entendimento das mudanças projetadas nos termos do balanço água superficial e de energia no clima futuro, a Figura 10 mostra os gráficos de dispersão entre PP x ET, PP x SM, PP x Rn e T2m x SM. Cada símbolo nos gráficos representa o valor médio das variáveis mencionadas acima durante quatro décadas (quadrado: 1995-2004; círculo: 2005-2014; triângulo: 2080-2089 e losango: 2090-2099). A climatologia calculada para cada década considerou apenas os meses úmidos da monção (novembro - março). Dentre os principais resultados da Figura 10, mostra-se que: existe uma correlação positiva entre a quantidade de PP com os valores de ET e SM (Figura 10a, b) e uma correlação negativa entre PP e Rn (Figura 10c). Esse resultado indica que uma diminuição da quantidade de chuvas ao longo das décadas diminuirá a quantidade de água no solo, o que conseqüentemente reduzirá os valores de ET. Valores mais baixos de ET sendo produzidos neste subdomínio revelam menos umidade

disponível para ser transportada também do NAMZ para outras regiões, como LPB. O gráfico de dispersão de PP x Rn (Figura 10c) mostra que o decréscimo da PP projetado pelos *ensembles* nas décadas futuras está associado a um aumento de Rn. Em relação à Figura 10d, uma tendência de correlação negativa entre T2m e SM predomina. Isso mostra que as temperaturas mais elevadas projetadas para as décadas futuras podem potencializar a redução da umidade disponível no solo. Mas parece não ser uma consequência da ET, uma vez que também diminui no futuro.

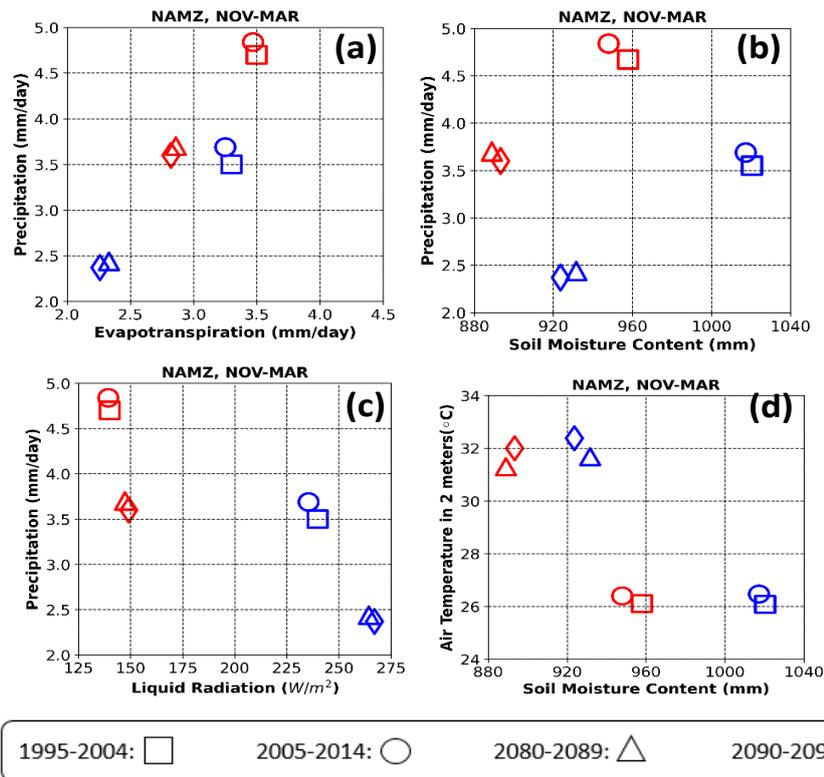


Figura 10 Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn. Cada símbolo representa os valores médios dessas variáveis nas décadas de 1995-2004 (quadrado), 2005-2014 (círculo), 2080-2089 (triângulo) e 2090-2099 (losango) no NAMZ. Tons de vermelho representam os valores dos GCMs e tons de azul denotam o RegCM4.

- SAMZ

No SAMZ, a PP do GPCP tem um ciclo anual bem definido, com os valores máximos ocorrendo entre novembro e março, e os mínimos entre junho e agosto (Figura 11a), que é a sazonalidade típica do SMAS (ASFAHQ et al., 2020; SENA; MAGNUSDOTTIR, 2020). No período de maior PP também há maior concentração de umidade nas primeiras camadas do solo e isso justifica os maiores valores de ET entre novembro a março (Figura 11b). De junho a agosto (meses secos), a ET diminui associada a menor quantidade de PP. A característica distintiva da variação de ET entre NAMZ e SAMZ durante o período de seca é devido à

capacidade das plantas em cada região de tolerar a desidratação (INGROUILLE, 1992). Em relação ao ciclo anual da referência de R e SM de (Figura 11c, d), estes apresentam os menores valores nos meses de julho a setembro. A partir de outubro, os valores destas variáveis começam a aumentar em resultado do estabelecimento da fase úmida do SMAS, atingindo os picos mais elevados nos primeiros meses do ano. O Rn da ERA5 (Figura 11e) apresenta os valores mínimos de janeiro a maio, que podem estar associados a maior cobertura de nuvens no céu neste período, conforme mostrado pelo *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP, <https://isccp.giss.nasa.gov/analysis/climanal3.htm>). Já os maiores valores de Rn ocorrem no período mais seco, entre agosto e outubro. Essa característica de Rn também é registrada nos dados da torre de fluxo, mas com valores menores. De agosto a outubro, com o aumento de H (Figura 11f), a T2m atinge os maiores valores (Figura 11h). Durante os meses de baixa umidade do solo (julho-agosto-setembro), ocorre diminuição do LE (Figura 11g) e aumento do H; mesmo assim, LE permanece maior que H, indicando que a energia é usada principalmente para ET.

As simulações do clima presente são capazes de capturar o padrão do ciclo anual dos termos do balanço água superficial dos dados de referência, mas com diferenças de intensidade principalmente na SM. Os *ensembles* subestimam os valores de SM da ERA5 em todos os meses do ano. Para o balanço de energia, os valores de Rn dos *ensembles* são semelhantes aos medidos pela torre micrometeorológica. Por outro lado, o Rn da reanálise superestima os valores da torre em todos os meses do ano. Isso indica um bom desempenho dos modelos em relação aos dados medidos.

Para os quatro conjuntos de dados, os valores de H de dezembro a maio são bastante semelhantes, mas entre junho e novembro tanto os *ensembles* quanto a ERA5 superestimam o H medido na torre de fluxo. O LE da torre apresenta pouca variação ao longo do ano, ao contrário do que se vê na ERA5 e nos *ensembles*. Nestes últimos dados mencionados (GCMs e RegCM4), há uma variação temporal bem definida do LE, com os valores máximos ocorrendo de outubro a dezembro, e os mínimos entre junho e agosto. Com relação a T2m, o ciclo anual desta variável é muito consistente com a observação.

Para o clima futuro, entre junho e novembro, ambos os *ensembles* projetam uma redução nos valores de ET. Essa redução pode refletir diretamente na PP deste subdomínio, visto que entre esses meses há uma tendência de diminuição da quantidade de chuvas. Entre janeiro a março, o RegCM4 projeta um aumento na ET, enquanto os GCMs não apresentam nenhuma mudança. Naqueles mesmos meses (janeiro-março), embora os GCMs não mostrem uma mudança na ET, um sinal negativo de PP é projetado para este *ensemble*. Este sinal pode indicar

que no futuro haverá uma redução na advecção de umidade de outras regiões para SAMZ nos primeiros meses do ano. Os valores atribuídos de R e SM praticamente não mudam em relação ao presente; há apenas uma redução do R entre os meses de janeiro a abril nas projeções dos GCMs (o que é uma resposta ao sinal negativo da PP). Com relação aos termos do balanço energético, os *ensembles* projetam uma maior disponibilidade de Rn ao longo de todos os meses do ano e mais acentuada nos meses úmidos, fato que é uma resposta à redução da PP. Em geral, ambos os *ensembles* projetam aumento (redução) de H (LE) ao longo dos meses do ano. Nesse sentido, mais energia estará disponível para aquecer o ar e menos para o processo de ET. As projeções de T2m mostram os valores mais elevados no clima futuro, o que é uma resposta direta à maior disponibilidade de H no sistema terra-atmosfera.

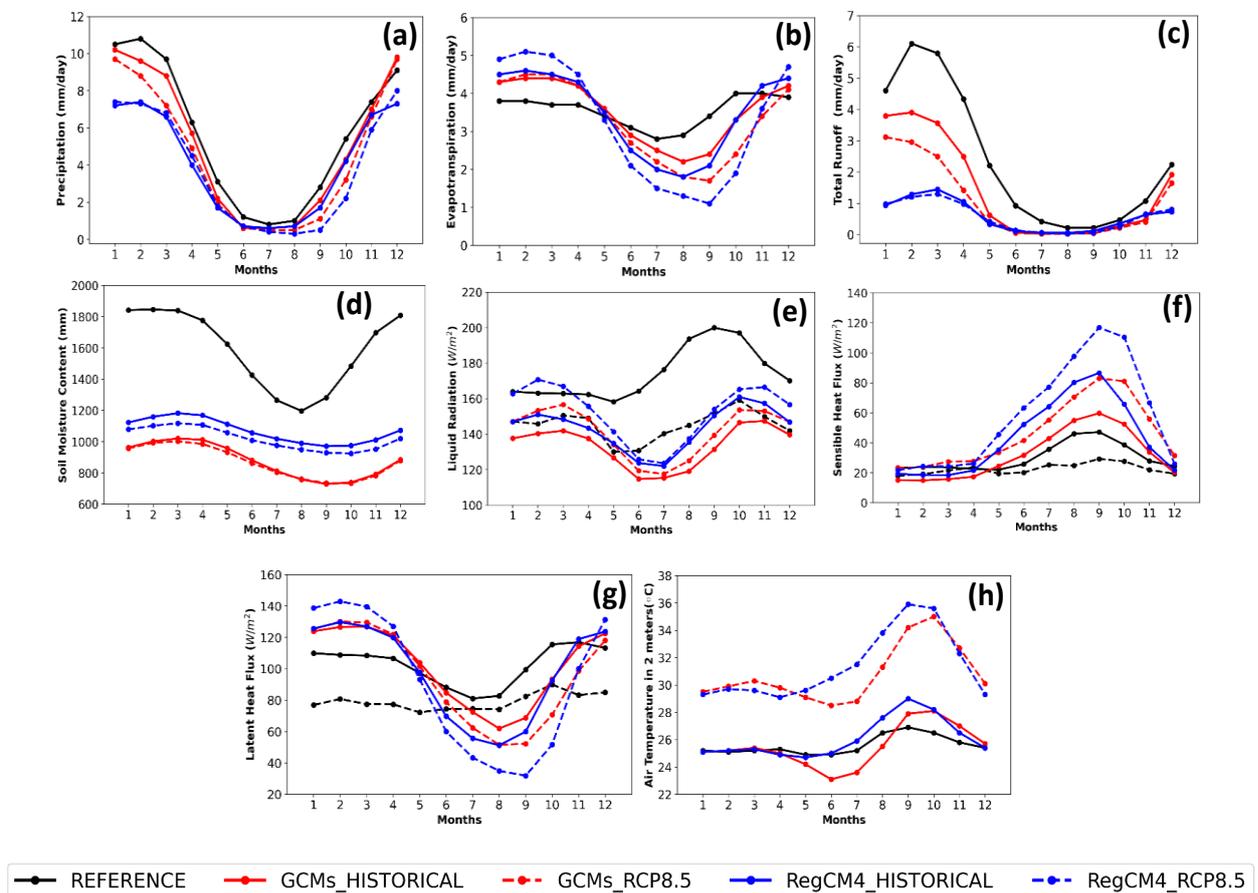


Figura 11 Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia no SAMZ: (a) PP (mm dia^{-1}); (b) ET (mm dia^{-1}); (c) R (mm dia^{-1}); (d) SM (mm); (e) Rn (W m^{-2}); (f) H (W m^{-2}); (g) LE (W m^{-2}) e (h) T2m ($^{\circ}\text{C}$). Nos gráficos, o dado de referência é mostrado em linha preta contínua, a observação da torre de fluxo em linha tracejada preta; o *ensemble* dos GCMs no clima presente em linha vermelha contínua e do clima futuro em linha vermelha tracejada; o *ensemble* do RegCM4 no clima presente em linha azul contínua e do clima futuro em linha azul tracejada.

No gráfico de dispersão entre a PP e ET (Figura 12a), enquanto os GCMs projetam uma diminuição sutil da PP e ET para as próximas décadas, o RegCM4 projeta um ligeiro aumento apenas em ET. Como não há grandes mudanças na quantidade média de chuva nos meses úmidos (novembro-março) no SAMZ, a SM no futuro também muda pouco (Figura 12b). No entanto, é importante notar que existe uma tendência geral de aumento da T2m (Figura 12d) de cerca de 4-5 °C para as décadas futuras, o que deve contribuir para um maior déficit de umidade no solo, principalmente nos meses em que ocorrem os menores volumes de chuva. Essa redução da umidade pode impactar negativamente toda a dinâmica da floresta amazônica, uma vez que o bem-estar e a sobrevivência das plantas são condicionados pela presença de água no solo (RUSTEENOJA et al., 2017). Na Figura 12c, mostra-se que embora os *ensembles* projetem pouca mudança na quantidade de chuva entre as décadas do clima presente e futuro, um aumento médio em Rn deve ser esperado nos meses úmidos do SMAS.

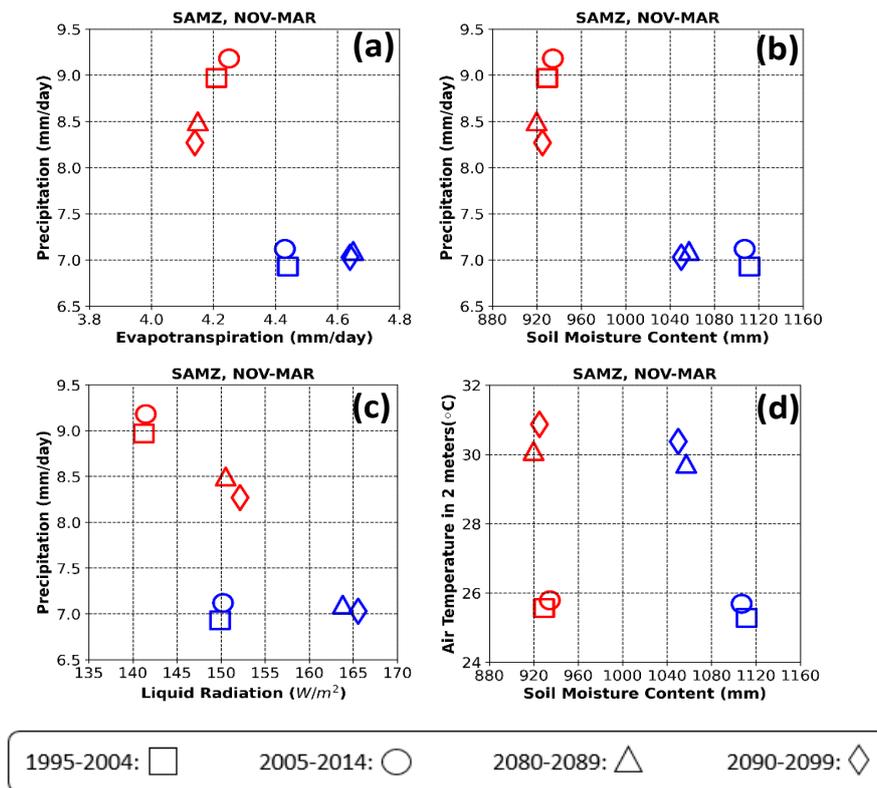


Figura 12 Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn. Cada símbolo representa os valores médios dessas variáveis nas décadas de 1995-2004 (quadrado), 2005-2014 (círculo), 2080-2089 (triângulo) e 2090-2099 (losango) no SAMZ. Tons de vermelho representam os valores dos GCMs e tons de azul denotam o RegCM4.

- LPB

Na LPB, os *ensembles* representam bem o ciclo anual de PP e ET dos dados de referência (Figura 13a, b), tanto em padrão quanto em intensidade, com os valores mínimos ocorrendo entre junho e agosto e os máximos entre dezembro e fevereiro. Por outro lado, o ciclo anual de R e SM (Figura 13c, d) dos *ensembles* não é tão consistente com a referência. As maiores diferenças nos valores de R simulados pelos *ensembles* ocorrem de junho a agosto. Em relação a SM de referência, esta apresenta pouca variação em seus valores ao longo dos meses do ano (valores quase constantes), o que é bem capturado pelos *ensembles*, porém subestimações são produzidas principalmente nas simulações dos GCMs.

No clima presente, os *ensembles* conseguem captar a fase do ciclo anual de Rn da ERA5 (máximo e mínimo), mas não a intensidade, uma vez que são encontradas subestimativas ao longo do ano (Figura 13e). Nesse subdomínio, os menores valores de Rn ocorrem de maio a agosto, quando a incidência de energia solar é menor no HS. H e LE (Figura 13f, g) simulados pelos *ensembles* também apresentam um ciclo anual semelhante ao da referência, embora existam diferenças nas intensidades principalmente de H. As maiores (menores) temperaturas deste subdomínio ocorrem de dezembro a fevereiro, o que está bem representado pelos *ensembles* (Figura 13h).

Como em outros estudos (por exemplo, RUSCICA et al., 2016), as projeções de PP na LPB mostram apenas um ligeiro aumento de novembro a dezembro (Figura 13a), enquanto praticamente não há mudanças na ET. Entre novembro e fevereiro, o RegCM4 e os GCMs projetam um aumento em R, o que deve ser uma resposta ao aumento na PP. O aumento da PP na LPB junto com nenhuma mudança na ET sugere um aumento na contribuição dos processos advectivos na LPB. De fato, alguns estudos (LLOPART et al., 2014; SÁNCHEZ et al., 2015; LLOPART et al., 2020a) apontam que no futuro a PP na LPB terá uma contribuição maior da advecção horizontal do sudoeste do Oceano Atlântico. Para os outros termos do balanço água superficial, os *ensembles* não indicam grandes mudanças para o clima futuro.

O Rn projetado pelos *ensembles* no clima futuro é ligeiramente mais alto do que no clima presente. Um aumento em H é projetado pelos *ensembles* principalmente entre o final e o início do ano. Os valores de LE projetados para o clima futuro são praticamente os mesmos do presente. A explicação física para suportar este aumento não é clara, uma vez que os valores de Rn e LE projetados para o clima futuro são praticamente os mesmos que os atuais.

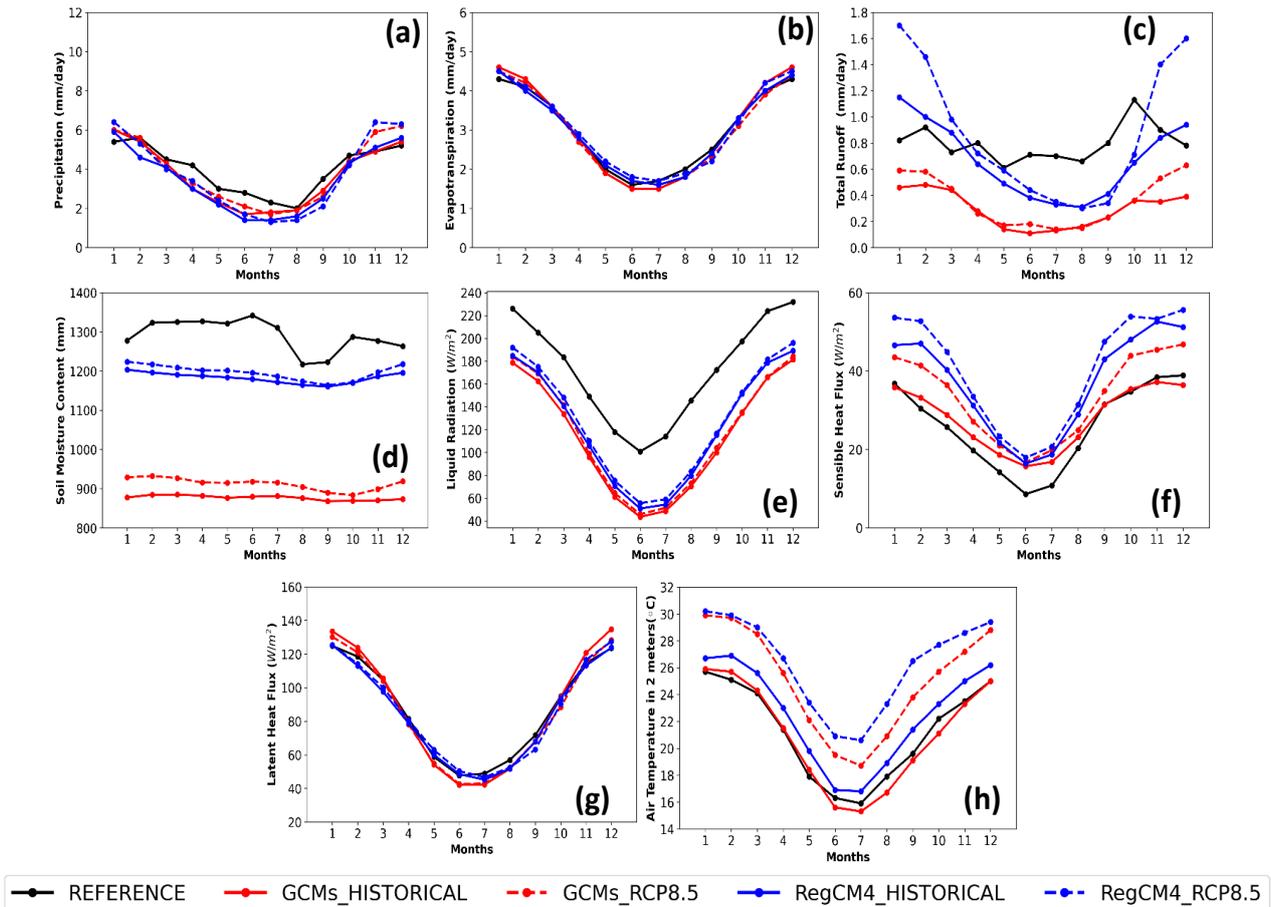


Figura 13 Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia na LPB: (a) PP ($mm\ dia^{-1}$); (b) ET ($mm\ dia^{-1}$); (c) R ($mm\ dia^{-1}$); (d) SM (mm); (e) Rn ($W\ m^{-2}$); (f) H ($W\ m^{-2}$); (g) LE ($W\ m^{-2}$) e (h) T2m ($^{\circ}C$). Nos gráficos, o dado de referência é mostrado em linha preta contínua; o *ensemble* dos GCMs no clima presente em linha vermelha contínua e do clima futuro em linha vermelha tracejada; o *ensemble* do RegCM4 no clima presente em linha azul contínua e do clima futuro em linha azul tracejada.

Do clima presente para o futuro em termos de décadas, os GCMs mostram um aumento na PP, juntamente com uma diminuição na ET, enquanto o RegCM4 mostra um aumento tanto na PP quanto na ET (Figura 14a). Como resultado do sinal positivo de PP projetado, há também um ligeiro aumento na SM nas décadas do clima futuro (Figura 14b). Mesmo com *ensembles* mostrando um sinal positivo de PP para as próximas décadas, no gráfico de dispersão entre PP e Rn (Figura 14c) é possível notar um pequeno aumento no Rn. A T2m na LPB nas próximas décadas tende a ser mais quente que o clima atual, o que pode contribuir para uma maior secagem do solo (Figura 14d).

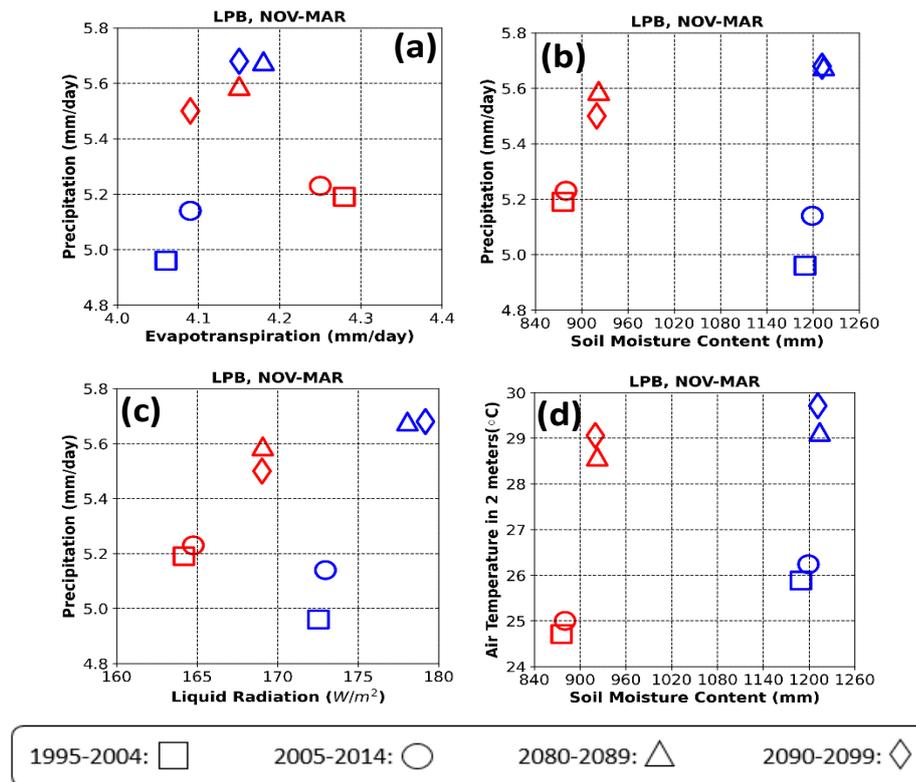


Figura 14 Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn. Cada símbolo representa os valores médios dessas variáveis nas décadas de 1995-2004 (quadrado), 2005-2014 (círculo), 2080-2089 (triângulo) e 2090-2099 (losango) na LPB. Tons de vermelho representam os valores dos GCMs e tons de azul denotam o RegCM4.

- SSB

Os dados de referência indicam que no SSB os maiores volumes de PP ocorrem de dezembro a fevereiro, e os menores de junho a agosto (Figura 15a). Esse padrão de PP é característico na maior parte do sudeste e centro-oeste do Brasil e é o típico padrão de monção (REBOITA et al., 2010; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; SENA; MAGNUSDOTTIR, 2020). O ciclo anual da ET (Figura 15b) é semelhante ao da PP, o que indica que nos meses secos a transferência de umidade da superfície para a atmosfera é reduzida neste subdomínio. Tanto R quanto SM têm um ciclo anual bem definido, variando de acordo com os valores de PP (Figura 15c, d). Em geral, os *ensembles* capturam bem o padrão do ciclo anual dos termos do balanço água superficial, exceto para SM. A SM nos *ensembles* varia ligeiramente ao longo dos meses do ano, o que não ocorre na observação. Em todos os meses do ano, o RegCM4 superestima os valores de SM, enquanto o *ensemble* dos GCMs subestima.

No SSB, os valores mínimos de Rn ocorrem entre maio e agosto, e os máximos entre novembro e fevereiro (Figura 15e). Tanto no SSB quanto na LPB, a latitude (estações) tem uma forte influência no Rn. Por esse motivo, o Rn é mais alto nesses subdomínios durante o solstício

de verão austral. Por outro lado, no NAMZ e SAMZ, o R_n varia principalmente em resposta à variabilidade da nebulosidade, uma vez que nesses subdomínios ocorrem pequenas mudanças na energia recebida do Sol devido às suas latitudes equatoriais. O R_n simulado pelos *ensembles* no SSB é subestimado em relação ao dado de referência em todos os meses do ano, como também foi verificado nos demais subdomínios. O H e o LE dos *ensembles* (clima presente) são semelhantes à referência, o que mostra a boa habilidade dos modelos na previsão dos processos turbulentos de superfície (Figura 15f, g). Os valores de T2m dos *ensembles* também são muito consistentes com a referência, principalmente o RegCM4.

Para o clima futuro, a mudança mais abrupta nos termos do balanço água em ambos os *ensembles* é a redução projetada na PP de agosto a outubro. Entre novembro e fevereiro, o RegCM4 projeta um aumento de R em relação ao clima presente. Nos meses de janeiro e fevereiro, esse aumento pode estar associado ao sinal positivo da PP no futuro. Para novembro e dezembro, o aumento projetado em R não deve ser associado a um aumento nos volumes de chuva, como pode ser visto na Figura 15a. Para a ET e SM, os *ensembles* não projetam grandes mudanças em comparação com o clima presente. A mudança mais aparente é a redução da ET entre setembro a novembro projetada pelo RegCM4.

Considerando os termos do balanço energético, os *ensembles* também não projetam mudanças relevantes nos valores de R_n para o clima futuro. No ciclo anual de H, LE e T2m, é possível identificar que os *ensembles* projetam algumas mudanças em seus valores. Dentre essas mudanças, a mais evidente é o aumento da temperatura em todos os meses do ano, juntamente com o aumento do H de setembro a dezembro.

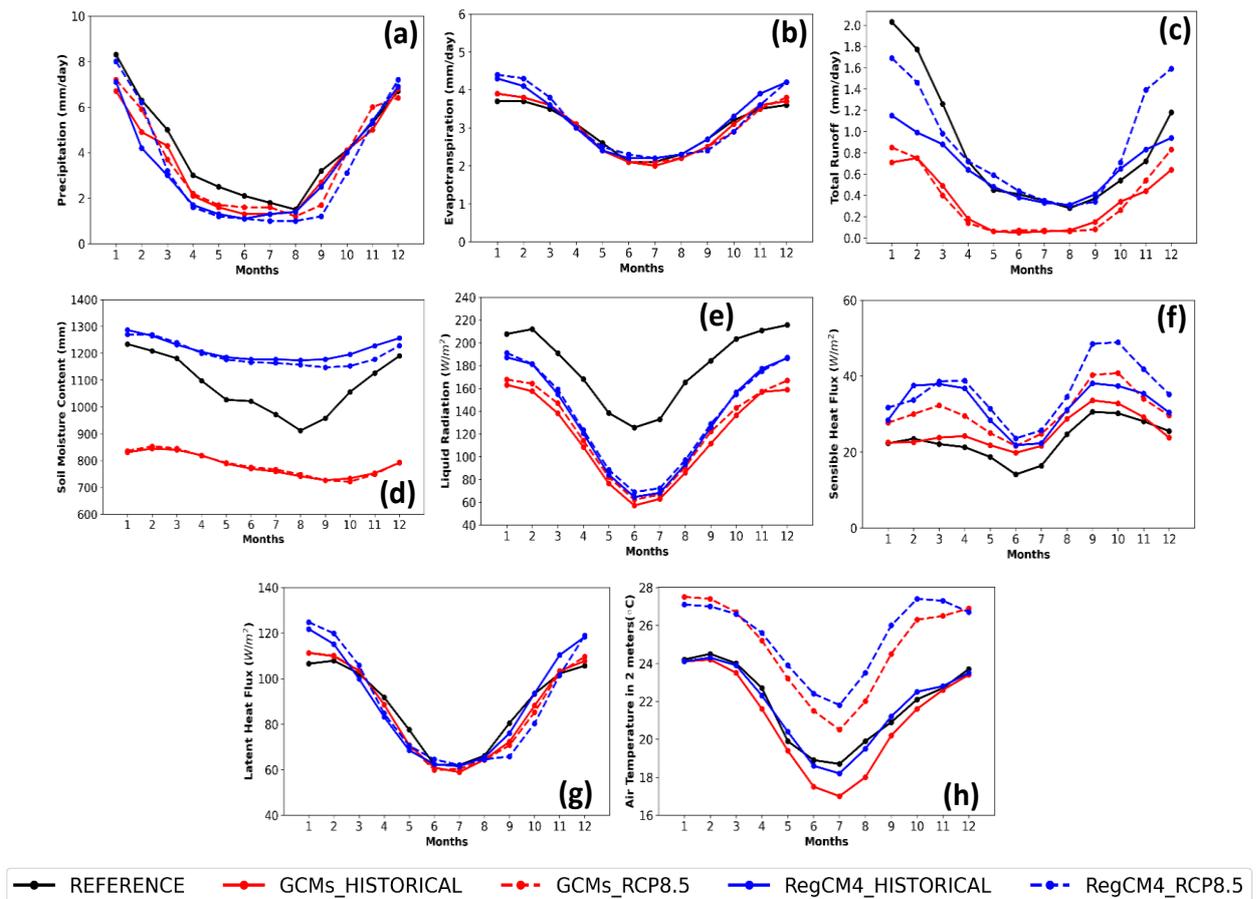


Figura 15 Ciclo anual dos termos do balanço água na superfície e de energia no SSB: (a) PP ($mm\ dia^{-1}$); (b) ET ($mm\ dia^{-1}$); (c) R ($mm\ dia^{-1}$); (d) SM (mm); (e) Rn ($W\ m^{-2}$); (f) H ($W\ m^{-2}$); (g) LE ($W\ m^{-2}$) e (h) T2m ($^{\circ}C$). Nos gráficos, o dado de referência é mostrado em linha preta contínua; o *ensemble* dos GCMs no clima presente em linha vermelha contínua e do clima futuro em linha vermelha tracejada; o *ensemble* do RegCM4 no clima presente em linha azul contínua e do clima futuro em linha azul tracejada.

Em relação aos gráficos de dispersão do SSB, um pequeno aumento na PP é projetado para as próximas décadas pelo *ensemble* do RegCM4, mas sem grandes mudanças na variável ET e SM (Figura 16a, b). O Rn (Figura 16c) projetado para as décadas futuras não sofre alteração substancial em seu valor. O aumento da temperatura para as próximas décadas mostrado na Figura 16d não pode ser resultado de um aumento no Rn, como mostrado na Figura 15c, uma vez que esta variável muda pouco. Assim, as temperaturas mais elevadas projetadas no clima futuro devem estar relacionadas à mudança nas partições dos fluxos turbulentos (aumento de H e diminuição de LE), e / ou às condições atmosféricas de grande escala.

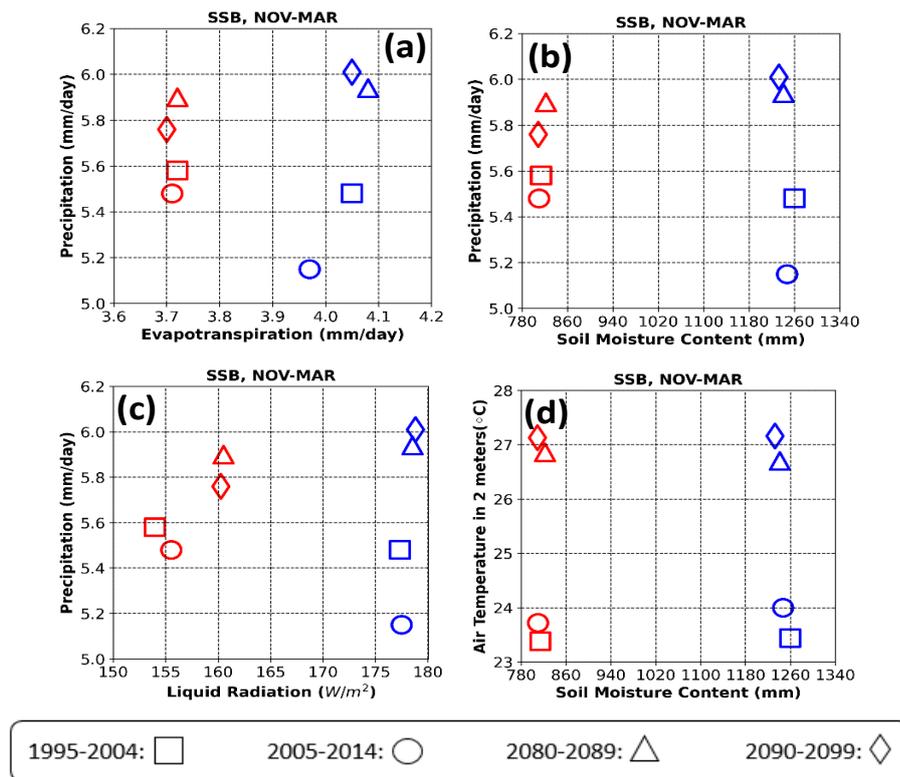


Figura 16 Gráficos de dispersão entre (a) PP x ET; (b) PP x SM; (c) PP x Rn e (d) T2m x Rn. Cada símbolo representa os valores médios dessas variáveis nas décadas de 1995-2004 (quadrado), 2005-2014 (círculo), 2080-2089 (triângulo) e 2090-2099 (losango) no SSB. Tons de vermelho representam os valores dos GCMs e tons de azul denotam o RegCM4.

4.2 Análise dos padrões de PNMM

4.2.1 Clima presente: ACP da ERA5

Após aplicar a ACP no conjunto de dados da ERA5 identificou-se cinco CPs com autovalor superior a 1 e que juntas explicam 66,1% da variância total da série de dados. Na Tabela 3 são apresentadas as porcentagens da variância explicada (Var. Exp) e a porcentagem da variância acumulada (Var. A) dessas cinco primeiras CPs. Cada uma das três primeiras CPs explicam mais de 10% da variância do conjunto de dados, enquanto as outras duas (CP4 e CP5) explicam, cada uma, cerca de 5% da variância. Apesar da CP4 e CP5 estarem relacionadas com situações meteorológicas reais, neste trabalho essas duas CPs não serão analisadas por que representam situações meteorológicas com pouca frequência.

Tabela 3 Porcentagens da variância explicada (coluna do meio) e da variância acumulada (última coluna) das cinco primeiras CPs obtidas com os dados do clima presente da reanálise ERA5 nos meses de verão.

ERA5		
CPs	Var.Exp (%)	Var.A (%)
1	23,7	23,7
2	18,1	41,8
3	14,3	56,1
4	5,5	61,6
5	4,5	66,1

4.2.2 Seleção dos modelos mais representativos do clima presente

Na seção prévia verificou-se que cada uma das três primeiras CPs da ERA5 explicam mais de 10% da variância do conjunto de dados. Nessa seção, cada uma dessas três CPs da ERA5 são correlacionadas espacialmente com as três primeiras CPs de cada modelo no clima presente. A soma dos valores de correlação das CPs mais bem correlacionadas com as CPs da ERA5 é o método utilizado para identificar o modelo mais representativo da ERA5, conforme descrito na metodologia.

A soma das correlações entre as CPs dos modelos em relação as CPs da ERA5 é mostrada na Figura 4. O HADCMIP6 é o modelo que apresenta a menor soma, o que indica que os campos sintetizados pelas CPs do HADCMIP6 são os que apresentam maiores diferenças em relação aos campos da ERA5. Já o modelo que melhor representa a ERA5 é o MPICMIP5 (soma das correlações igual a 2,11). Considerando o MPICMIP5, a CP1 da ERA5 é mostrada pela CP2 do modelo, e a correlação espacial entre esses dois campos é de 0,6. Já a CP2 (CP3) da ERA5 é sintetizada pela CP3 (CP1) do MPICMIP5 com correlação de 0,68 (0,83). Após essa análise, fica definido, portanto, que dentre os modelos analisados neste estudo, o MPICMIP5 é o que melhor representa as 3 primeiras CPs de PNMM da ERA5 no período de 1995-2014 sobre o domínio da AS. Assim, o estudo do clima futuro será realizado com as projeções do modelo MPICMIP5.

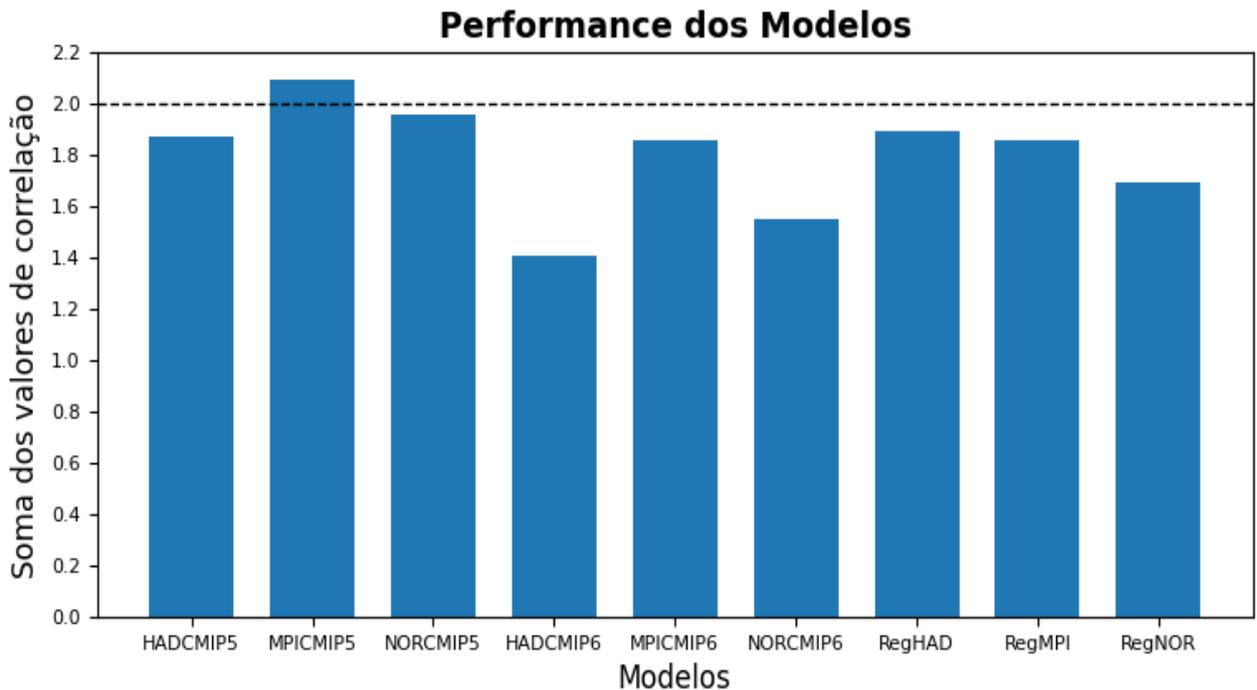


Figura 17 Soma dos valores de correlação para cada modelo do estudo. Esses valores foram obtidos após a identificação da CP de cada modelo que melhor sintetiza cada padrão da ERA5.

4.2.3 Padrão espacial das CPs

Com base nos resultados das seções prévias, selecionou-se o modelo que melhor representa as CPs da ERA5. Assim, na Figura 18 são mostrados os três padrões espaciais predominantes de PNMM da reanálise ERA5 (Figura 18a-c) e as CPs do modelo MPICMIP5 no clima presente (Figura 18d-f) e clima futuro (18g-i). Nessas figuras, os valores positivos (negativos) representam altas (baixas) pressões.

- Clima Presente

A primeira CP da ERA5 (Figura 18a) mostra a presença de uma região de baixa pressão se estendendo do sul da Bolívia ao centro-norte da Argentina, que está associada à BCH e à BNOA (ESCOBAR; SELUCHI, 2012; SELUCHI; SAULO, 2012), e duas regiões de alta pressão sobre os oceanos subtropicais, que correspondem ao ASAS e ASPs (esse praticamente não se observa devido ao domínio reduzido da figura). O centro do ASAS está posicionado a cerca de 35°S, 32°W. O padrão espacial da CP2 do MPICMIP5 (Figura 18d) é similar à CP1 da ERA5 (correlação espacial de 0,6), porém com o ASAS posicionado mais para leste e com a área de baixa pressão sobre o continente mais intensificada em relação à reanálise. A Var.Exp da CP1 da ERA5 (23,7%) é superior ao valor da CP2 do modelo (16,8%), o que indica que o

MPICMIP5 utiliza uma menor quantidade de campos reais de PNMM para produzir uma CP similar ao padrão mais dominante da ERA5.

O padrão de PNMM da CP2 da ERA5 (Figura 18b) mostra um centro de baixa pressão na região da BCH (22°S, 64°W) e outro a sul de 40°S no oceano Atlântico. O cavado associado com o centro de baixa pressão no Atlântico permite inferir que há a presença de um ramo frontal frio que se estende de cerca de 40°S até o sudeste do Brasil e, conectado a esse, há a presença de um outro cavado (não frontal) na direção do Rio de Janeiro. Com relação aos anticiclones, o ASAS localiza-se mais afastado do continente, a leste de 35°W. Já o ASPs atua mais próximo ao continente e com um núcleo mais intensificado se comparado a CP1. A CP3 do modelo MPICMIP5 (Figura 18e) é a que está mais relacionada com a CP2 da ERA5, porém apresentando algumas diferenças. Em grande parte da Argentina, o modelo mostra a presença de uma área de alta pressão, bastante intensa em relação à mostrada pela CP da ERA5. Isso faz com que a BNOA e a BCH fiquem mais enfraquecidas e deslocadas mais ao norte em relação à CP da ERA5. Além disso, o modelo não deixa tão evidente os dois cavados sobre o oceano Atlântico identificados na ERA5, pois aparecem quase emendados em um sistema único. A Var.Exp dessa CP da ERA5 (18,1%) também é superior ao valor da CP do modelo (14,3%), o que indica que os casos reais relacionados a esse campo de PNMM são subestimados pelo MPICMIP5.

A CP3 da ERA5 (Figura 18c) é uma configuração típica da ocorrência de ZCAS de acordo com Escobar e Reboita (2020), uma vez que há predomínio de baixa pressão sobre o continente e oceano Atlântico (altura do sudeste do Brasil). Essa área de baixa pressão geralmente está associada com a presença de um sistema frontal estacionário ou a atuação de um ciclone (SILVA et al., 2019). Observa-se também uma outra área de baixa pressão sobre o Estado de Mato Grosso do Sul. Esse sistema de baixa pressão pode estar relacionado com a presença da BCH. O centro do ASAS aparece a cerca de 40°S, que é uma posição a sul de sua climatologia (REBOITA et al., 2019), e o ASPs encontra-se aproximadamente em 28°S. Neste caso, o ASAS atua de forma a dificultar a propagação de sistemas transientes para latitudes mais baixas. A CP3 da ERA5 é mais bem simulada pela CP1 do modelo MPICMIP5 (Figura 18f). Nesse modelo, a CP1 indica uma área de baixa pressão entre o Atlântico e a costa do Brasil e o ASAS também é mostrado mais ao sul de sua posição média climatológica, conforme registrado na CP3 da ERA5. A área de baixa pressão associada à BCH também é reproduzida pelo modelo, porém um pouco deslocada para oeste. Com relação ao ASPs, este sistema encontra-se praticamente fora do domínio da figura. A CP1 do MPICMIP5 mostra uma Var.Exp

aproximadamente 6% superior ao valor da CP3 da ERA5, o que evidencia superestimativas produzidas por esse modelo na frequência de campos relacionados aos eventos de ZCAS.

- Clima Futuro

O campo espacial da CP2 do MPICMIP5 no clima futuro (Figura 18g) é similar ao do clima presente (Figura 5d), uma vez que mostra uma área de baixa pressão, ocupando partes da Argentina, Paraguai, centro-sul da Bolívia, Uruguai e partes do sul do Brasil, e os anticiclones (ASAS e ASPs) atuando sobre os oceanos. A diferença mais acentuada dessa CP entre os períodos (Figuras 5d-g) é mostrada na região sudeste do Brasil, onde no clima futuro há persistência de uma área de alta pressão sobre essa região e que está associada com a atuação do ASAS. O estudo de Reboita et al. (2019) também mostra que outros GCMs apresentam tendência de aumento nos valores de pressão sobre o sudeste do Brasil no clima futuro. O valor da variância explicada dessa CP do modelo no clima futuro é de 20,5%, o que é superior ao valor da simulação do clima presente (16,9%). Esse resultado pode indicar que no clima futuro, os casos relacionados à CP1 da ERA5 serão mais frequentes.

O padrão espacial da CP3 projetada para o clima futuro pelo MPICMIP5 (Figura 5h) é similar ao clima presente (Figura 5e), porém com diferenças no valor da Var.Exp. Para o clima futuro, o valor da Var.Exp dessa CP (11,6%) é menor do que no clima presente (14,3%), o que é um indicativo da redução do número de casos questão relacionados com a presença de uma frente fria que se estende até o sudeste do Brasil.

A CP1 do MPICMIP5 no clima futuro (Figura 18i) não mostra a área de baixa pressão fechada entre o continente e oceano Atlântico que aparece bem configurada no clima presente (Figura 18f). Nota-se, também, que o centro do ASAS se posiciona aproximadamente em 35°S, 45°W, um pouco mais ao norte do observado no clima presente. Este comportamento permite inferir que a ZCAS pode se posicionar um pouco mais ao norte no clima futuro. A variância explicada da CP1 do MPICMIP5 no clima futuro é 22,4%, enquanto a encontrada no clima presente é 20,1%.

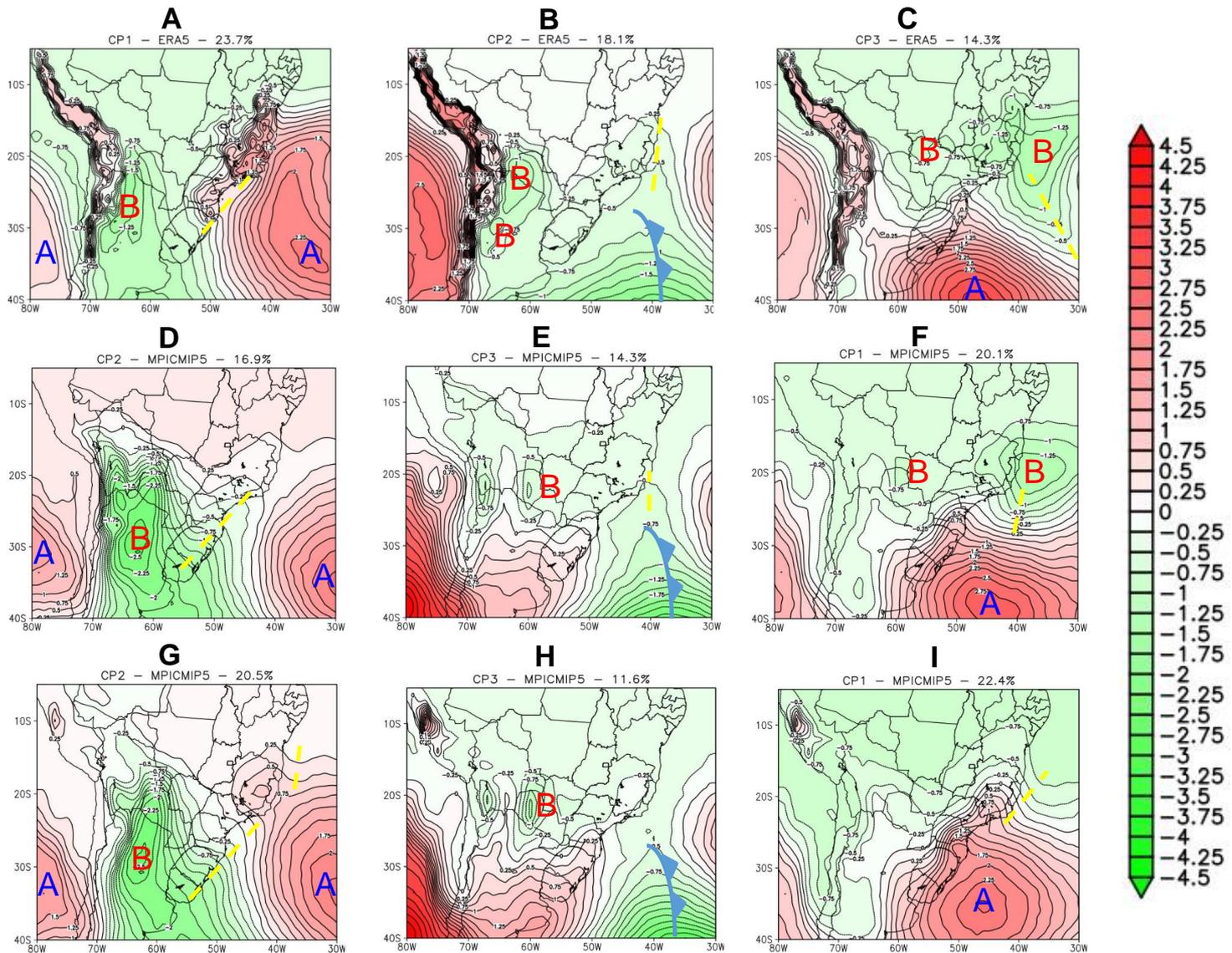


Figura 18 (a-c) CPs de PNMM da reanálise ERA5; (d-f) CPs de PNMM do modelo MPICMIP5 no clima presente e (g-i) CPs de PNMM do modelo MPICMIP5 no clima futuro. Escala adimensional (linhas pontilhadas em amarelo – regiões de cavado; A – centro dos anticiclones semipermanentes; B – centros de baixas pressões; linha em azul – frente fria).

5 CONCLUSÕES

O objetivo principal desse estudo foi investigar como se comporta o SMAS no final do século XXI (2080-2099) em um cenário pessimista de mudanças climáticas. As características analisadas a respeito do SMAS foram: tendências do sinal de PP durante a fase úmida da monção; mudanças na área de abrangência do SMAS; mudanças no sinal dos termos do balanço água em superfície e de energia em quatro subdomínios da AS (NAMZ, SAMZ, LPB e SSB) e mudanças projetadas nos padrões de PNMM. Para tanto, utilizou-se projeções de GCMs e do modelo RegCM4. As análises da PP, área de monção e dos termos dos balanços foram realizadas através do *ensemble* das projeções de três GCMs do CMIP5 e do *ensemble* das projeções do RegCM4. Já a análise dos padrões de PNMM foram realizadas através de modelos individuais do CMIP5, CMIP6 e das projeções do RegCM4 que foram dirigidas com diferentes GCMs.

Entre os resultados foi encontrado que ambos os *ensembles* concordam com a diminuição da PP no NAMZ e o aumento na LPB e SSB durante a fase úmida do SMAS. Por outro lado, no SAMZ, o *ensemble* dos GCMs indica uma redução enquanto o do RegCM4, um aumento. Para o clima futuro, tanto os GCMs quanto o RegCM4 projetam uma expansão da área do SMAS em direção ao Oceano Atlântico e uma redução em regiões continentais, principalmente no setor sul da Amazônia. Em termos de área total, verifica-se um aumento percentual apontado pelos GCMs e RegCM4 de 12,3% e 8,4%, respectivamente.

Com relação às mudanças nos termos dos balanços, em geral, os *ensembles* projetam condições mais secas para o final do século no NAMZ e SAMZ (redução de PP, R e SM), enquanto na LPB e SSB os modelos apresentam condições mais úmidas. A ET nos subdomínios da Amazônia (NAMZ e SAMZ) tende a apresentar redução dos valores no clima futuro, o que não ocorre na LPB e no SSB. Para a variável T2m, há um aumento projetado em todos os domínios analisados. No NAMZ e SAMZ, essas temperaturas mais altas estão associadas com um aumento de Rn, com uma contribuição maior desta variável no aquecimento do ar do que nos processos evaporativos quando comparados ao clima atual (aumento de H e diminuição de LE). Na LPB e SSB, o aumento da temperatura não pode ser explicado pelos processos turbulentos da superfície, uma vez que não há mudança simultânea projetada de H e LE no clima futuro.

Para analisar às mudanças de PNMM, primeiramente foi realizado uma investigação da habilidade dos modelos em reproduzir os principais padrões sinóticos de PNMM da reanálise ERA5 nos meses de verão austral em um domínio da AS, no período do clima presente (1995-

2014). A obtenção dos principais padrões sinóticos de PNMM é realizado através da técnica de ACP. No conjunto de dados da ERA5 são analisados as 3 primeiras CPs dessa reanálise, já que cada uma dessas apresentam uma variância explicada acima de 10%. O modelo MPICMIP5 é o que melhor consegue capturar os padrões da ERA5, sendo a CP2 do MPICMIP5 a CP mais bem correlacionada com a CP1 da ERA5, a CP3 do modelo com a CP2 da ERA5 e a CP1 do modelo com a CP3 da ERA5. A CP1 da ERA5 está relacionada ao campo médio climatológico de verão, a CP2 à presença de uma frente fria que se estende do oceano Atlântico Sul em direção a costa do sudeste do Brasil e a CP3 está associada à ocorrência de eventos de ZCAS. Com relação aos efeitos das mudanças climáticas nesses padrões de PNMM, o modelo MPICMIP5 projeta para o período futuro mudanças principalmente na frequência desses padrões. É projetado que os casos relacionados ao campo médio climatológico se tornem mais frequentes no futuro. Para a CP associada a presença de uma frente fria no sudeste, o modelo projeta uma redução da frequência de casos. Já para a CP associada à episódios de ZCAS, o MPICMIP5 indica um aumento da frequência de casos relacionados a esse padrão. Com relação a atuação dos sistemas atmosféricos mostrados em cada uma das CPs, projeta-se uma persistência desses sistemas no clima futuro similar ao mostrado no clima presente.

Espera-se que este estudo contribua para um melhor entendimento do clima na AS no período futuro, já que os resultados encontrados aqui fornecem subsídios relevantes que podem contribuir para um melhor entendimento da distribuição espacial da PP. Contudo, vale ressaltar que as projeções dos modelos apresentam incertezas, mas avaliar as possíveis mudanças no período úmido da monção é importante para orientar os tomadores de decisão na adoção de medidas de mitigação e / ou adaptação às mudanças climáticas nas regiões que estão sobre influência desse sistema. Sugere-se para estudos futuros, a utilização de modelos do CMIP6 para a análise dos termos dos balanços e da área de monção. Além disso, recomenda-se uma investigação da circulação em níveis médios da atmosfera já que o que se observa em superfície não deixa de ser um reflexo da circulação de níveis mais altos.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R.F. HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P. P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). **Journal of Hydrometeorology**, Boston, v. 4, p.1147-1167, 2003.

al FAHAD, A.; BURLS, N. J.; STRASBERG, Z. How will southern hemisphere subtropical anticyclones respond to global warming? Mechanisms and seasonality in CMIP5 and CMIP6 model projections. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 55, p. 703-718, 2020.

AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; da ROCHA, R. P.; LLOPART, M. The state of the art and fundamental aspects of regional climate modeling in South America. **Annals of the New York Academy of Sciences**, [S.I], v. 1436, p. 98-120, 2019.

ASHFAQ, M.; CAVAZOS, T.; REBOITA, M.C.; TORRES-ALAVEZ, J. A.; IM, E. S.; OLUSEGUN, C. F.; ALVES, L.; KESONDRA, K.; ADENIYI, M. O.; TALL, M.; SYLA M. B.; MEHMOOD, S.; ZAFAR, Q.; DAS, S.; DIALLO, I.; COPPOLA, E.; GIORGI, F. (2020) Robust late twenty-first century shift in the regional monsoons in RegCM-CORDEX simulations. **Climate Dynamics**, Berlin, p. 1-26, 2020.

ASNANI, G. C. **Tropical Meteorology**. Pune: Nobel Printers, 1993.

BENTSEN, B. I.; BETHKE, I.; DEBERNARD, J.B.; IVERSEN, T.; KIRKEVÅG, A.; SELAND, Ø.; DRANGE, H.; ROELANDT, C.; SEIERSTAD, I.A.; HOOSE, C. & KRISTJÁNSSON, J.E. The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M. Part 1: description and basic evaluation. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 5, n. 3, p. 2843-2931, 2012.

BLÁZQUEZ, J.; SILVINA, A. S. Multiscale precipitation variability and extremes over South America: analysis of future changes from a set of CORDEX regional climate model simulations. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 55, p. 2089-2106, 2020.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 33, p. 893-916, 2009.

BONAN, G. **Ecological Climatology: Concepts and Applications**. Cambridge: Cambridge University Press, 2016.

BRÊDA, J. P. L.; de PAIVA, R. C. D.; COLLISCHON, W.; BRAVO, J. M.; SIQUEIRA, V. A.; STEINKE, E. B. Climate change impacts on South American water balance from a continental-scale hydrological model driven by CMIP5 projections. **Climatic Change**, Berlin, v. 159, p. 503-522, 2020.

BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. S. Estimation of Continental Precipitation Recycling. **Journal of Climate**, Boston, v. 6, p. 1077-1089, 1993.

BRUNO, R. D.; da ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest. **Hydrological Processes**, [S.I], v. 20, p. 2477-2489, 2006.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, Boston, v. 15, n. 17, p. 2377-2394, 2002.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, Boston, v. 17, p. 88–108, 2004.

CARVALHO, Leila Maria Véspoli. **The Monsoons and Climate Change**. In: CARVALHO, L. M. V.; CAVALCANTI, I. F. A. The South American Monsoon System (SAMS). Sydney: Springer Climate, 2016. p. 121-148.

CHOU, S. C.; LYRA, A.; MOURÃO, C.; DEREZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; MARENGO, J. Assessment of climate change over South America under RCP 4.5 and 8.5 downscaling scenarios. **American Journal of Climate Change**, [S.I.], v. 3, p. 512-527, 2014.

COMPAGNUCCI, R.H.; SALLES, M.A. Surface Pressure Patterns during the year over Southern South America. **International Journal of Climatology**, v. 17, n. 6, p. 635-653, 1997.
CORREA, I.; ARIAS, P. A.; ROJAS, M. Evaluation of multiple indices of the South American monsoon. **International Journal of Climatology**, Reading, v. 41, n. 1, p. 2801-2819, 2020.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C.; SANCHES, L.; MALHADO, A. C.M.; HUTYRA, L. R.; da ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; de ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 115, p. 1-9, 2010.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, Reading, v. 26, p. 1165-1180, 2006.

da ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; OLIVEIRA PINTO, L. D. V.; de FREITAS, A. M.; FIGUEIRA, S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazônia. **Ecological Applications**, [S.I.], v. 14, n. 4, p. 22-32, 2004.

da ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; COUPE, N. R.; WOFSY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITIS, G.; NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIIT, B.; FREITAS, H. C.; von RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, Washington DC, v. 114, p. 1-8, 2009.

DURÁN-QUESADA, A. M.; REBOITA, M. S.; GIMENO, L. Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. **Hydrological Sciences Journal**, Rennes, v. 57, p.1-13, 2012.

ELGUINDI, N.; GIORGI, F.; TURUNCOGLU, U. U. Assessment of CMIP5 global model simulations over the sub-set of CORDEX domains used in the Phase I CREMA Experiment. **Climatic Change**, Berlin, v. 125, n. 1, p.7-21, 2014.

ESCOBAR, G.C.J. Padrões Sinóticos associados a ondas de frio na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 22, n. 2, p. 240-253, 2007.

ESCOBAR, G. C.; SELUCHI, M. E. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na América do Sul e sua relação com as Baixas do Chaco e do Noroeste Argentino. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 27, n. 3, p. 365-375, 2012.

ESCOBAR, G. C. J.; SELUCHI, M. E.; ANDRADE, K. Classificação sinótica de frentes frias associadas a chuvas extremas no leste de Santa Catarina (SC). **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 31, n. 4, p. 649-661, 2016.

ESCOBAR, G. C. J. Classificação sinótica durante a estação chuvosa do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 42, n. 2, p. 421-436, 2019.

ESCOBAR, G. C. J.; VAZ, J. C. M.; REBOITA, M. S. Circulação atmosférica em superfície associada às friagens no centro-oeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 42, n. 1, p. 241-254, 2019.

ESCOBAR, G. C. J.; REBOITA, M. S. Relationship between daily atmospheric circulation patterns and South Atlantic Convergence Zone (SACZ) events. **Atmosfera**, <https://doi.org/10.20937/ATM.52936>, 2020.

EYRING, V.; BONY, S.; MEEHL, G. A.; SENIOR, C. A.; STEVENS, B.; STOUFFER, R. J.; TAYLOR, K. E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. **Geoscientific Model Development**, v. 9, p. 1937-1958, 2016.

FERREIRA, G. W. S.; REBOITA, M.S.; da ROCHA, R. P. Vórtices ciclônicos de altos níveis nas cercanias do Nordeste do Brasil: climatologia e análise da vortacidade potencial isentrópica. **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 42, n. 3, p. 568-585, 2019.

GAN, M. A.; KOUSKY, V.; ROUPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, Boston, v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.

GEEN, R.; BORDONI, S.; BATTISTI, D. S.; HUI, K. The Dynamics of the Global Monsoon: Connecting 2 **Theory and Observations**. **Earth and Space Science Open Archive (ESSOAr)**, [S. I.], v. 1, p.1-50, 2020.

GIORGETTA, M.; JUNGCLAUS, J.; REICK, C.; LEGUTKE, S.; BROVKIN, V.; CRUEGER, T.; ESCH, M.; GLUSHAK, K.; GAYLER, V.; HAAK, H.; HOLLWEG, H.D.; KINNE, S.; KORNBLUEH, L.; MATEI, D; MAURITSEN, T.; MIKOLAJEWICZ, U.; MÜLLER, W.; NOTZ, D.; RADDATZ, T.; RAST, S.; ROECKNER, E.; SALZMANN, M.; SCHMIDT, H.; SCHNUR, R.; SEGSCHNEIDER, J.; SIX, K.; STOCKHAUSE, M.; WEGNER, J.; WIENERS, K. H.; CLAUSSEN, M.; MAROTZKE, J.; STEVENS, B. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the coupled model intercomparison project phase 5. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 5, n. 3, p. 572-597, 2013.

GIORGI, F.; JONES, C.; ASRAR, G. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. **WMO Bulletin**, Geneva, v. 58, p. 175-183, 2009.

GIORGI, F.; COPPOLA, E.; SOLMON, F.; MARIOTTI, L.; SYLLA, M. B.; BI, X.; ELGUINDI, N.; DIRO, G. T.; NAIR, V.; GIULIANI, G.; TURUNCOGLU, U. U.; COZZINI, S.; GUTTLER, I.; OBRIEN, T. A.; TAWFK, A. B.; SHALABY, A.; ZAKY, A. S.; STEINER, A. L.; STORDAL, F.; SLOAN, L. C.; BRANKOVIC, C. Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research**, [S.I.], v. 52, p. 7–29, 2012.

GONÇALVES, F. L. T.; BRAUN, S.; DIAS, P.L.S.; SHAROVSKY, R. 2007. Influences of the weather and air pollutants on cardiovascular disease in the metropolitan area of São Paulo. **Environmental Research**, [S.I.], v. 104, n. 2, p. 275-281.

GREEN, P. E.; CARROLL, D. J. 1978. **Analyzing Multivariate Data**. Illinois: The Dryden Press, 1978.

GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, Berlin, v. 22, n.2-3, p.123-138, 2004.

GUTOWSKI, W. J.; GIORGI, F.; TIMBAL, B.; FRIGON, A.; JACOB, D.; KANG, H-S.; RAGHAVAN, K.; LEE, B.; LENNARD, C.; NIKULIN, G.; O'ROURKE, E.; RIXEN, M.; SOLMAN, S.; STEPHENSON, T.; TANGANG, F. WCRP Coordinated Regional Downscaling EXperiment (CORDEX): a diagnostic MIP for CMIP6. **Geosci Model Dev**, v. 9, p. 4087–4095, 2016.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology (Second Edition)**. Washington: Elseiver, 2016.

HASSON, S. U.; PASCALE, S.; LUCARINI, V.; BOHNER, J. Seasonal cycle of precipitation over major river basins in South and Southeast Asia: A review of the CMIP5 climate models data for present climate and future climate projections. **Atmospheric Research**, Amsterdam, v. 180, p. 42-63, 2016.

HE, C.; WU, B.; ZOU, L.; ZHOU, T. Responses of the summertime subtropical anticyclones to global warming. **Journal Climate**, Boston, v. 30, p. 6465-6479, 2017.

HERSBACH, H., DEE, D. **ERA5 reanalysis is in production**. Reading: ECMWF Newsletter, 2016.

HOYOS, I.; CAÑÓN-BARRIGA, J.; ARENAS-SUÁREZ, T.; DOMINGUEZ, F.; RODRÍGUEZ, B. A. Variability of regional atmospheric moisture over Northern South America: patterns and underlying phenomena. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 52, p. 893-911, 2019.

HSU, P-G.; LI, T.; MURAKAMI, H.; KITO, A. Future change of the global monsoon revealed from 19 CMIP5 models. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, [S.I.], v. 118, p. 1247-1260, 2013.

IBRAHIMA, D.; CAMARA, M.; DIEDHIOU, A. Investigating West African Monsoon Features in Warm Years Using the Regional Climate Model RegCM44. **Atmosphere**, Basel, v. 10, n. 23, p. 2-16, 2019.

INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8., 2006, Foz do Iguauçu: **Anais...** Foz do Iguauçu: Sea-Level Pressure Patterns in South America and the adjacent oceans in the IPCC-AR4 Models. Foz do Iguauçu, 2006, p. 235-243.

JOHNSON, R. A.; WICHERN, D. W. **Applied Multivariate Statistical Analysis**. Upper Saddle River: Pearson Prentice Hall, 2007.

JONES, C.D.; HUGHES, J.K.; BELLOUIN, N.; HARDIMAN, S.C.; JONES, G.S.; KNIGHT, J.; LIDDICOAT, S.; O'CONNOR, F.M.; ANDRES, R.J.; BELL, C.; BOO, K.O.; BOZZO, A.; BUTCHART, N.; CADULE, P.; CORBIN, K.D.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GORNALL, J.; GRAY, L.; HALLORAN, P.R.; HURTT, G.; INGRAM, W.J.; LAMARQUE, J.F.; LAW, R.M.; MEINSHAUSEN, M.; OSPREY, S.; PALIN, E.J.; CHINI, L. P. RADDATZ, T.; SANDERSON, M.G.; SELLAR, A.A.; SHURER, A.; VALDES, P.; WOOD, N.; WOODWARD, S.; YOSHIOKA, M.; ZERROUKAT, M. The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 543-570, 2011.

KITOH, A.; ENDO, H.; KUMAR, K. K. et al. Monsoons in a changing world: A regional perspective in a global context. **Journal of Geophysical Research**, Washington DC, v. 118, p. 3053- 3065, 2013.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 3, p. 217-231, 1988.
LEE, J. Y.; WANG, B. Future change of global monsoon in the CMIP5. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 42, p. 101–119, 2014.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, Berlin, v. 101, n. 1-2, p. 121-135, 2010.

LLOPART, M.; COPPOLA, E.; GIORGI, F.; da ROCHA, R. P.; CUADRA, S. V. Climate change impact on precipitation for the Amazon and La Plata basins. **Climatic Change**, Berlin, v. 125, p. 11-125, 2014.

LLOPART, M.; da ROCHA, R. P.; REBOITA, M. S.; CUADRA, S. Sensitivity of simulated South America climate to the land surface schemes in RegCM4. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 48, p. 1-12, 2017.

LLOPART, M.; REBOITA, M. S.; COPPOLA, E.; GIORGI, F.; da ROCHA, R. P.; DE SOUZA, D. O. Land Use Change over the Amazon Forest and Its Impact on the Local Climate. **Water**, Switzerland, v. 10, n. 2, p. 1-12, 2018.

LLOPART, M.; REBOITA, M. S.; da ROCHA, R. P. Assessment of multi-model climate projections of water resources over South America CORDEX domain. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 54, p.99-116, 2020a.

LLOPART, M.; DOMINGUES, L. M.; TORMA, C.; GIORGI, F.; da RCOHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; ALVES, L. M.; COPOLLA, E.; da SILVA, M. L.; SOUZA, D. O. Assessing changes in the atmospheric water budget as drivers for precipitation change over two CORDEX-CORE domains. **Climate Dynamics**, Berlin, 2020b.

LYRA, A. A.; CHOU, S. C.; SAMPAIO, G. O. Sensitivity of the Amazon biome to high resolution climate change projections. **Acta Amazonica**, [S. I], v. 46, p. 175-188, 2016.

MAEDA E. E.; MA, X.; WAGNER F, H.; KIM, H.; OKI, T.; EAMUS, D.; HUETE, A. Evapotranspiration seasonality across the Amazon basin. **Earth System Dynamics**, [S.I], v. 8, p. 439-454, 2017.

MARENGO, J. A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 24, n. 1, p. 11-22, 2005.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; DIAS, P. L. S.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C.; SAULO, C.; NOGUES-PAUGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, Reading, v. 32, p. 1-21, 2012.

MAURITSEN, T.; BADER, J.; BECKER, T.; BEHRENS, J.; BITTNER, M.; BROKOPF, R.; BROVKIN, V.; CLAUSSEN, M.; CRUEGER, T.; ESCH, M.; FAST, I.; FIEDLER, S.; FLÄSCHNER, D.; GAYLER, V.; GIORGETTA, M.; GOLL, D. S.; HAAK, H.; HAGEMANN, S.; HEDEMANN, C.; HOHENEGGER, C.; ILYINA, T.; JAHNS, T.; JIMENÉZ-DE-LA-CUESTA, D.; JUNGCLAUS, J.; KLEINEN, T.; KLOSTER, S.; KRACHER, D.; KINNE, S.; KLEBERG, D.; LASSLOP, G.; KORNBLUEH, L.; MAROTZKE, J.; MATEI, D.; MERANER, K.; MIKOLAJEWICZ, U.; MODALI, K.; MÖBIS, B.; MÜLLER, W. A.; NABEL, J.E.M.S.; NAM, C.C.W.; NOTZ, D.; NYAWIRA, S.S.; PAULSEN, H.; PETERS, K.; PINCUS, R.; POHLMANN, H.; PONGRATZ, J.; POPP, M.; RADDATZ, T. J.; RAST, S.; REDLER, R.; REICK, C. H.; ROHRSCHEIDER, T.; SCHEMANN, V.; SCHMIDT, H.; SCHNUR, R.; SCHULZWEIDA, U.; SIX, K.D.; STEIN, L.; STEMMLER, I.; STEVENS, B.; VON STORCH, J.S.; TIAN, F.; VOIGT, A.; VRESE, P.; WIENERS, K.H.; WILKENSJELD, S.; WINKLER, A. & ROECKNER, E. Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPIESM1.2) and Its Response to Increasing CO₂. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, p. 998-1038, 2019.

MEEHL, G. A.; BONY, S. 2011. Introduction to CMIP5. **Clivar Exchanges**, v. 16, p. 4–5, 2011.

MOON, S.; HA, K-J. Future changes in monsoon duration and precipitation using CMIP6. **Climate and Atmospheric Science**, [S.I], v. 45, n. 3, p. 1-7, 2020.

MOREIRA, A. A.; RUHOFFA, A. L.; ROBERTI, D. R.; SOUZA, V. A.; da ROCHA, H. R.; DE PAIVA, R. C. D. Assessment of terrestrial water balance using remote sensing data in South America. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 575, p. 131-147, 2019.

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

NUNES, A. B.; MARIANO, G. L. **Meteorologia em Tópicos (1a edição)**. Pelotas: DR LTDA, 2015.

O'NEILL, B. C.; TEBALDI, C.; VAN VUUREN, D. P.; EYRING, V.; FRIEDLINGSTEIN, P.; HURTT, G.; KNUTTI, R.; KRIEGLER, E.; LAMARQUE, J-F.; LOWE, J.; MEEHL, G. A.; MOSS, R.; RIAHI, K.; SANDERSON, B. M. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. **Geoscientific Model Development**, v. 9, p. 3461-3482, 2016.

PASCALE, S.; CARVALHO, L. M. V.; ADAMS, D. K.; CASTRO, C. L.; CAVALCANTI, I. F. A. Current and Future Variations of the Monsoons of the Americas in a Warming Climate. **Current Climate Change Reports**, Miami, v. 5, p.125-144, 2020.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York: American Institute of Physics, New York, 1992.

PESSACG, N. L.; SOLMAN A. S.; SAMUELSSON, P.; SANCHEZ, E.; MARENGO, J.; LI, L.; REMEDIO, A. R. C.; da ROCHA, R. P.; MOURÃO, C.; JACOB, D. The surface radiation budget over South America in a set of regional climate models from the CLARIS-LPB Project. **Climate Dynamics**, v. 43, p. 1221-1239, 2014.

RAJ, J.; BANGALATH, H. K. STENCHIKOV, G. West African Monsoon: current state and future projections in a high-resolution AGCM. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 52, p. 6441- 6461, 2018.

RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. New York: Academic Press, 1971.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variation and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, Berlin, v. 42, p. 81-91, 1990.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; da ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

REBOITA, M. S.; da ROCHA, R. P.; DIAS C. G.; YNOUE, R. Y. Climate projections for South America: RegCM43 driven by HadCM3 and ECHAM5. **Advances in Meteorology**, Sydney, v. 2014, p. 1-17, 2014.

REBOITA, M.S.; ESCOBAR, G.C.J.; LOPES, V. S. Climatologia sinótica de eventos de ondas de frio sobre a região sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.I], v. 16, p. 72-92, 2015.

REBOITA, M. S.; MARIETTO, D. M. G.; SOUZA, A.; BARBOSA, M. Caracterização Atmosférica quando da ocorrência de eventos extremos de chuva na região Sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.I], v. 21, p. 20-37, 2017.

REBOITA M. S.; AMBRIZZI, T. SILVA, B. A.; PINHEIRO, R. F.; da ROCHA, R. P. The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and Future Climate. **Front. Earth Sci**, [S.I], 10.3389/feart.2019.00008, 2019.

REBOITA, M. S.; REALE, M.; da ROCHA, R. P.; GIORGI, F.; GIULIANI, G.; COPPOLA, E.; NINO, R. B. L.; LLOPART, M.; TORRES, J. A.; CAVAZOS, T. Future changes in the wintertime cyclonic activity over the CORDEX-CORE southern hemisphere domains in a multi-model approach. **Climate Dynamics**, Berlin, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05317-z>, 2020.

RICHMAN, M. Rotation of Principal Components. **Journal of Climatology**, Reading, v. 6, n. 3, p. 293-335, 1986.

RIDLEY, J.; MENARY, M.; KUHNBRODT, T.; ANDREWS, M.; ANDREWS, T. MOHC HadGEM3-GC31-LL model output prepared for CMIP6 CMIP. **Earth System Grid Federation**, 10.5194/egusphere-egu2020-19800, 2018.

RUOSTEENEJA, K.; MARKKANEN, T.; VENÄLÄINEN, A.; RÄISÄNEN, P. Seasonal soil moisture and drought occurrence in Europe in CMIP5 projections for the 21st century. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 50, p. 1177-1192, 2017.

RUSCICA, R. C.; SÖRENSON, A. A.; MENÉNDEZ, C. G. Pathways between soil moisture and precipitation in southeastern South America. **Atmospheric Science Letters**, [S. I], v. 16, n. 3, p. 267-272, 2014.

RUSCICA, R. C.; MENÉNDEZ, C. G.; SÖRENSON, A. A. Land surface–atmosphere interaction in future South American climate using a multi-model ensemble. **Atmospheric Science Letters**, Reading, v. 17, n. 2, p. 141-147, 2016.

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A. da ROCHA, H. R. Amazon Forests Green-Up During 2005 Drought. **Science**, [S.I], v. 318, p. 612, 2007.

SÁNCHEZ, E.; SOLMAN, S.; REMEDIO, A. R. C.; BERBERY, H.; SAMUELSSON, P.; da ROCHA, R. P.; MOURÃO, C.; LI, L.; MARENGO, J.; de CASTRO, M.; JACOB, D. Regional climate modelling in CLARIS-LPB: a concerted approach towards twenty-first century projections of regional temperature and precipitation over South America. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 45, p. 2193-2212, 2015.

SELAND, Ø.; BENTSEN, M.; GRAFF, L.S.; OLIVIÉ, D.; TONIAZZO, T.; GJERMUNDSEN, A.; DEBERNARD, J.B.; GUPTA, A.K.; HE, Y.; KIRKEVÅG, A.; SCHWINGER, J.; TJIPUTRA, J.; SCHANCKE, K.; BETHKE, I.; FAN, Y.; GRIESFELLER, J.; GRINI, A.; GUO, C.; ILICAK, M.; KARSET, I.H.; LANDGREN, O.; LIAKKA, J.; MOSEID, K.O.; NUMMELIN, A.; SPENSBERGER, C.; TANG, H.; ZHANG, Z.; HEINZE, C.; IVERSON, T.; SCHULZ, M. The Norwegian Earth System Model, NorESM2 - Evaluation of the CMIP6 DECK 655 and historical simulations. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 378, p. 1-68, 2020.

SELUCHI, M. E.; CHOU, E. S. C. Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, Berlin, v. 98, p. 67-77, 2009.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do Noroeste Argentino e baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 27, n. 1, p. 49-60, 2012.

SENA, A. C. T.; MAGNUSDOTTIR, G. Projected End-of-Century Changes in the South American Monsoon in the CESM Large Ensemble. **Journal of Climate**, Boston, v. 33, p. 7859-7874, 2020.

SETH, A.; RAUSCHER, S. A.; BIASUTTI, M.; GIANNINI, A.; CAMARGO, S. J. CMIP5 Projected Changes in the Annual Cycle of Precipitation in Monsoon Regions. **Journal of Climate**, Boston, v. 26, p. 7328-7351, 2013.

SHAWKI, D.; VOULGARAKIS, A.; CHAKRABORTY, A.; KASOAR, M.; SRINIVASAN, J. The South Asian Monsoon response to remote aerosols: global and regional mechanisms. **Journal of Geophysical Research**, Washington DC, v. 123, n. 20, p. 585-601, 2018.

SILVA, J. P.; REBOITA, M. S.; ESCOBAR, G. C. J. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em campos atmosféricos. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.I.], v. 25, p.355-377, 2019.

SÖRENSSON, A. A.; MENÉNDEZ, C. G.; SAMUELSSON, P.; WILLÉN, U.; HANSSON, U. Soil-precipitation feedbacks during the South American Monsoon as simulated by a regional climate model. **Climate Change**, [S. I.], v. 98, p. 429-447, 2010.

STENVENSON, W. J. **Estatística aplicada à administração**. São Paulo: Harbra, 2001.

TIAN, B.; DONG, X. The Double-ITCZ Bias in CMIP3, CMIP5, and CMIP6 Models Based on Annual Mean Precipitation. **Geophysical Research Letters**, [S.I.], v. 47, n. 8, p. 1-15, 2020.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMBRIZZI, T.; AMADOR, J.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUESPAEGLE, J.; DIAS, P. L. S.; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, Boston, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

WANG, B.; DING, Q. Global monsoon: dominant mode of annual variation in the tropics. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, [S.I.], v. 44, p.165-183, 2008.

WANG, B.; LIU, J.; KIM, H. J.; WEBSTER, P. J.; YIM, S-Y. Recent change of the global monsoon precipitation (1979-2008). **Climate Dynamics**, Berlin, v.39, p.1123-1135, 2012.

WANG, B.; JIN, C.; LIU, J. Understanding Future Change of Global Monsoons Projected by CMIP6 Models. **Journal of Climate**, Boston, v.33, p.6471-6489, 2020.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The Regional Evapotranspiration of the Amazon. **Journal of Hydrometeorology**, Boston, v. 5, p. 100-109, 2004.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, Boston, v.11, p. 1020-1040, 1998.