

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

**INÍCIO E FIM DA ESTAÇÃO CHUVOSA NA MONÇÃO
DA AMÉRICA DO SUL: ANÁLISE DE TENDÊNCIA E
VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO**

Maria Alice Machado Rodrigues

Itajubá, MG
2021

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

Maria Alice Machado Rodrigues

**INÍCIO E FIM DA ESTAÇÃO CHUVOSA NA MONÇÃO
DA AMÉRICA DO SUL: ANÁLISE DE TENDÊNCIA E
VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO**

Dissertação de mestrado submetida ao
Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e
Recursos Hídricos como parte dos requisitos para
obtenção do título de Mestre em Meio Ambiente e
Recursos Hídricos.

Área de concentração: Clima e
Sustentabilidade

Orientadora: Profa. Dra. Sâmia Regina
Garcia Calheiros

Itajubá, MG
2021

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

Maria Alice Machado Rodrigues

**INÍCIO E FIM DA ESTAÇÃO CHUVOSA NA MONÇÃO DA
AMÉRICA DO SUL: ANÁLISE DE TENDÊNCIA E VARIABILIDADE
DA PRECIPITAÇÃO**

Dissertação aprovada por banca examinadora em 23 de fevereiro de 2021, conferida ao autor o título de **Mestre em Ciências em Meio Ambiente e Recursos Hídricos**.

Banca examinadora:

Profa. Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros (orientadora)
UNIFEI- Universidade Federal de Itajubá

Prof. Dr. Roger Rodrigues Torres
UNIFEI- Universidade Federal de Itajubá

Dra. Mary Toshie Kayano
INPE- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Profa. Dra. Rita Valeria Andreoli de Souza
UEA- Universidade do Estado do Amazonas

Itajubá, MG
2021

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus pelas forças e proteções nestes anos de estudo entre idas e vindas de Brazópolis para Itajubá. Foram anos de muita luta, perseverança e resiliência. Agradeço também a Deus pela proteção nestes tempos de pandemia, onde muitas vidas foram perdidas.

Agradeço com todo meu coração o apoio de minha família, em especial minha mãe que por anos batalhou para que eu tivesse o privilégio de me dedicar exclusivamente aos estudos. Dedico a ela todo meu conhecimento científico e experiências adquiridas durante estes dois anos de mestrado que serão levadas para a vida pessoal e profissional. Obrigada mãe por sempre estar ao meu lado, me apoiando em qualquer momento.

Ao meu irmão Fábio e todos familiares que sempre me motivaram a continuar firme neste desafio. Agradeço ao meu padrasto que todos os dias, me incentivava e apoiava nas minhas escolhas. Ao meu pai agradeço pelas conversas sobre meteorologia, que sempre me ajudaram a compreender os temas estudados. Um agradecimento especial ao meu noivo, que todos os dias, esteve ao meu lado nesta jornada, e me ajudou a superar todos os obstáculos. Agradeço por toda paciência e compreensão, principalmente nos dias de maior estresse.

Agradeço as todas minhas amigas Aline Araújo, Karina, Camila, Aline Santos, Melissa, Paola, Brenda e Larissa que fiz durante a o curso de Ciências Atmosféricas, por estarem sempre dispostas a ajudar umas as outras, pelas conversas, pelos estudos em grupo e pelo carinho sempre dedicado. Agradeço de coração a Bruna Andreлина que sempre esteve disposta a me ajudar quando precisei. Um agradecimento carinhoso a Tatiana Amaro, ao querido Rafael Reis (in memoriam) e a todos os colegas de UNIFEI pelas companhias no CEPREMG.

Aos meus professores, em especial minha orientadora Sâmia deixo aqui toda minha gratidão, pelos ensinamentos científicos e valores de vida que serão levados comigo. Sâmia agradeço toda sua dedicação, carinho e paciência em todos esses anos, que mesmo em nossos momentos pessoais mais difíceis você se mostrou uma pessoa forte e amorosa.

Aos colegas de mestrado, obrigada pelas companhias, diálogos e conselhos. Externo aqui toda minha admiração por todos vocês, e sou grata em saber que nossa turma de 2019 deixou frutos por onde passou principalmente com o “desafio socioambiental” comandado

pela professora Ana Lúcia. Tenho orgulho em dizer que de alguma forma impactamos o meio ambiente e a sociedade.

Agradeço a Universidade Federal de Itajubá pelo apoio dado para a realização desta pesquisa e o apoio concedido pelo CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – Brasil – Código do financiamento 133154/2019-0.

Não poderia deixar de mencionar todos os profissionais que estão batalhando na linha de frente contra o vírus COVID-19, pois sem vocês muitas outras vidas seriam perdidas. A todos os cientistas que defenderam e mostraram neste ano de 2020 que a ciência é feita para contribuir e ajudar a sociedade e o planeta como um todo.

Obrigada a todas as pessoas mencionadas, pois sem vocês com certeza esta jornada seria mais difícil.

Aos meus pais Benedita Dinéa e Sérgio Agostinho

RESUMO

A precipitação é uma das principais variáveis em Meteorologia, apresentando um papel fundamental no desenvolvimento humano (social e econômico) e ambiental no planeta. Dada a sua importância, este estudo possui como objetivo principal analisar a variabilidade e a tendência da precipitação na região do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) no que se refere a aspectos do Início e Fim da Estação Chuvosa (IEC e FEC). As datas de IEC e FEC foram encontradas através da utilização dos dados de Radiação de Onda Longa (ROL) antissimétrico em relação ao equador (RolAnt) para o período 1979-2019, sendo que as regiões de análise foram determinadas com o método de agrupamento de ROL nas regiões do SMAS e do Sistema de Monção da América do Norte. A aplicação dessa técnica buscou automatizar o método já desenvolvido anteriormente, para que tal método ficasse mais objetivo. Essas regiões foram definidas com base nas correlações de Pearson e nas análises dos ciclos anuais de precipitação e ROL do resultado do agrupamento de ambos os sistemas monçônicos. Assim, tal aprimoramento do método de detecção das datas de IEC e FEC através de RolAnt refletiu os principais aspectos de evolução temporal e espacial do SMAS, sendo as pântadas encontradas de IEC e FEC consistentes com estudos anteriores na região. O teste de tendência de Mann-Kendall para as regiões do SMAS mostrou que, de maneira geral, há uma redução da precipitação no período de análise, o que é mais nítido na época mais chuvosa de dezembro a fevereiro (DJF). Adicionalmente, os eventos mais e menos intensos em DJF foram identificados nas regiões do SMAS através da técnica de quartis (terceiro e primeiro, respectivamente) mostrando que há uma tendência de os eventos mais (menos) intensos estarem presentes no início (final) do período de estudo. Quando a tendência linear é removida, os eventos ficam distribuídos de maneira mais homogênea em todo o período. Para esse último caso, composições das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar mostraram padrão de El Niño (La Niña) nos eventos menos (mais) intensos nas regiões referentes à Bacia Amazônica, leste da Bacia Amazônica e Centro-Oeste do Brasil. Na região leste da Bacia Amazônica, o Atlântico Tropical anormalmente mais frio (quente) também pode influenciar nos casos menos (mais) intensos de precipitação. Portanto, os resultados encontrados neste trabalho corroboram com melhor entendimento dos aspectos associados ao IEC e FEC na região do SMAS, melhorando o método de detecção antes desenvolvido, podendo contribuir com centros de previsão e monitoramento climático na região.

Palavras-chave: Análise de agrupamento; Eventos intensos de precipitação; Sistema de Monção da América do Sul; Tendência de Mann-Kendall; Variabilidade climática.

ABSTRACT

The precipitation is one of the main meteorological variables, which has a fundamental role on human (social and economic) and environmental development in the world. Given its importance, this study has the main goal to analyze the variability and the trend of precipitation in South American Monsoon System (SAMS) region regarding the aspects at onset and demise of the Rainy Season (Onset and Demise). The dates of Onset and Demise were found through the antisymmetric outgoing longwave radiation (OLR) in relation to the equator (RolAnt) in the 1979-2019 period, being that as regions of analysis were determined with the method of clustering of OLR in the regions of the SAMS and the North America Monsoon System. The application of this technique sought to automate the method previously developed, so that this method became more objective. These regions were defined based on Pearson's correlations and analyzes of the precipitation and OLR annual cycles of the result of the clustering of both monsoon systems. Thus, improvement of the method of detecting Onset and Demise dates through RolAnt reflected the main aspects of the temporal and spatial evolution of SAMS, being as found pentads of Onset and Demise consistent with previous studies in the region. The Mann-Kendall trend test applied to SAMS regions revealed that, in general, there is a reduction in precipitation during the period analysis, which is clearer in the rainiest season from December to February (DJF). In addition, more and less intense events in DJF were identified in the SAMS regions using the quartile technique (third and first, respectively) showing that there is a trend for more (less) intense events to be present at the beginning (end) of the period of study. When the linear trend is removed, events are more evenly distributed over the entire period. For the latter case, compositions of the standardized anomalies Sea Surface Temperature showed standard of El Niño (La Niña) in less (more) intense events in the regions referring to the Amazon Basin, east of the Amazon Basin and Western-Central Brazil. In the eastern region of the Amazon Basin, the anomalously colder (hot) Tropical Atlantic also can influence in cases less (more) intense precipitation events. Therefore, the results found in this work corroborate with a better understanding of the aspects associated with onset and demise in the SAMS region, improvement of the detection method previously developed, being able to contribute to climatic forecasting and monitoring centers in the region.

Key-words: Climatic variability; Cluster analysis; Intense precipitation events; Mann-Kendall trend; South America Monsoon System.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema das componentes básicas de uma monção de verão. 5

Figura 2 – Sistemas de monção globais atuantes durante o verão (a) e inverno (b) do hemisfério Norte. Os sistemas baseados das definições clássicas de sazonalidade de precipitação e reversão dos ventos são destacados pelo retângulo tracejado. As áreas com maiores acumulados de precipitação são delimitadas por contornos de linhas sólidas, e as regiões com máximo (mínimo) aquecimento em superfície são hachuradas (pontilhadas). Os fluxos predominantes em superfície são indicados pelas setas, como dos ventos alísios de sudeste (SET) e nordeste (NET). (a) EAM representa a Monção do Leste da Ásia, ISWM Monção do sudoeste da Índia, WafM Monção da África Ocidental, NAmSM Monção de verão da América do Norte. (b): NEWM Monção de inverno do nordeste da Ásia, ANWM Monção de inverno da Austrália, NAmWM Monção de inverno da América do Norte, AfWM monção de inverno da África. 7

Figura 3 – Fatores que afetam os sistemas de monção da AN (a) e AS (b). Elipse preta com H representa as circulações anticiclônica em altos níveis; elipse roxa com L indica o sistema de baixa pressão na região do Chaco; setas verdes pequenas indicam os efeitos locais na convecção; seta verde grande na AS e azul na AN são os JBN; MCSs (nuvens maiores) representam os sistemas convectivos de mesoescala; seta roxa no HN representa a propagação das ondas de leste; IVs track indica o cavado em altos níveis; seta vermelha grossa no HS representa o transporte de umidade da ASAS (ou SASH). 11

Figura 4 – Domínio do sistema de monção estabelecido por Wang e Ding (2008). 12

Figura 5 – Processo de aplicação do método de Garcia *et al.* (2016) em estudos de análises e investigações, e no monitoramento das estações chuvosas considerando média móvel de três pântadas. Para média móvel de cinco pântadas o processo é o mesmo. 15

Figura 6 – Diagrama de fluxo do desenvolvimento da metodologia executada. 29

Figura 7 – Esquema simplificado da análise de agrupamento: (a) etapas de união dos elementos (X1, X2, X3, X4, X5 e X6); (b) dendrograma hipotético para o agrupamento dos elementos da figura (a), sendo as etapas à esquerda da linha tracejada indicativas dos agrupamentos selecionados. 32

Figura 8 – Série temporal mensal dos índices de anomalia de TSM na região do Niño 3.4 (a), TNA (b) e TSA (c). Valores positivos são representados pelas barras vermelhas, e valores negativos pelas barras em azul. As regiões destacadas nos mapas indicam as áreas em que o índice climático foi calculado. Período destacado pelo retângulo azul (vermelho) representa a

fase fria (quante) da AMO, as linhas tracejadas marcam as mudanças de fase da PDO mostradas na Tabela 2.	39
Figura 9 – Climatologia de precipitação (mm) no continente Americano entre 40°N e 40°S: (a) acumulado anual; (b) e (c) climatologia dos acumulados para a estação chuvosa de outubro a março e para a estação seca de abril a setembro, respectivamente. Os retângulos tracejados indicam as áreas continentais estabelecidas para as análises de agrupamento.....	41
Figura 10 – Idem à Figura 9, mas para ROL (W/m ²)......	43
Figura 11 – Dendrograma referente ao agrupamento dos pontos de grade de ROL na região do SMAS. Os valores indicam os pontos unidos na análise de agrupamento; os retângulos vermelhos e azuis mostram respectivamente as etapas com 5 e 6 grupos selecionados. Da esquerda para a direita, em azul, os grupos são: S1, S2, S3, S6, S4 e S5.	45
Figura 12 – Distribuição espacial dos grupos selecionados no dendrograma, nas etapas com a) 6 grupos e b) 5 grupos. S1: Vermelho; S2: Verde; S3: Amarelo; S4: Azul; S5: Rosa; S6: Roxo.	46
Figura 13 – Ciclo anual da climatologia pentadal de precipitação (mm) de ROL (Wm ²) para cada região selecionada na etapa do agrupamento com 6 grupos (a-f). Em (g) está indicada a distribuição espacial dos grupos. Os pontos marcam a localização dos pontos de grade na resolução dos dados de ROL (2,5° x 2,5°).	51
Figura 14 – Idem a Figura 13, mas para a etapa do agrupamento com 5 grupos (a-e).	52
Figura 15 – Dendrograma referente ao agrupamento dos pontos de grade de ROL na região do SMAN. Os valores indicam os pontos unidos na análise de agrupamento; os retângulos vermelhos e azuis mostram respectivamente as etapas com 5 e 6 grupos selecionados. Da esquerda para a direita, em azul, os grupos são: N1, N2, N5, N6, N3 e N4.	54
Figura 16 – Distribuição espacial dos grupos selecionados no dendrograma, nas etapas com a) 6 grupos e b) 5 grupos. N1: Vermelho; N2: Verde; N3: Amarelo; N4: Azul; N5: Rosa; N6: Roxo.	55
Figura 17 – Ciclo anual da climatologia pentadal de precipitação (mm) e de ROL (Wm ²) para cada região selecionada na etapa do agrupamento com 6 grupos (a-f). Em (g) está indicada a distribuição espacial dos grupos. Os pontos marcam a localização dos pontos de grade na resolução dos dados de ROL (2,5° x 2,5°).	59
Figura 18 – Idem a Figura 17, mas para a etapa do agrupamento com 5 grupos (a-e).	60
Figura 19 – Regiões do SMAS e do SMAN que apresentam similaridade na convecção entre os pontos do mesmo grupo. As setas indicam as áreas antissimétricas estabelecidas para a aplicação do método de Garcia <i>et al.</i> (2016). Os pontos marcam a localização dos pontos de grade na resolução dos dados de ROL (2,5° x 2,5°).....	64

Figura 20 – Boxplot de comparação das características das EC, (a) início, (b) fim e (c) duração, do método RolAnt aplicado com média móvel de cinco e três pênadas (MM5 e MM3, respectivamente) em cada região.....	67
Figura 21 – Boxplot das características das EC, (a) início, (b) fim, (c) duração e (d) precipitação acumulada (TP) determinadas pelo método RolAnt aplicado com média móvel de cinco pênadas em cada uma das regiões.....	70
Figura 22 – Boxplot de comparação das características das EC, (a) início, (b) fim, (c) duração e (d) precipitação acumulada (TP), entre os métodos de BO19 e RolAnt considerando todo o período (1979-2019).....	73
Figura 23 – Áreas de comparação dos métodos RolAnt e Garcia <i>et al.</i> (2016). As áreas A1 e A2 no quadro da direita indicam as regiões selecionadas por Garcia <i>et al.</i> (2016), e o quadro da esquerda mostra a correspondência entre as áreas de ambos os métodos. A1 delimita a Amazônia central (2.5°S - 10°S, 62.5°W - 55°W) e A2 representa o Centro-Oeste do Brasil (10°S - 20°S, 60°W - 50°W).	75
Figura 24 – Série completa das datas de (a) IEC e (b) FEC e (c) duração e (d) precipitação acumulada (TP) nas 40 ECs no período de 1979 a 2019, determinado pelo método RolAnt, em cada uma das regiões: S1 (linha vermelha), S2 (linha verde), S3 (linha amarela), S4 (linha azul) e S6 (linha roxa).	79
Figura 25 – Série de acumulado de precipitação nos meses de dezembro do ano x a fevereiro do ano x+1, com tendência, referente à cada uma das regiões (indicadas no mapa). Linhas horizontais azuis indicam o terceiro quartil (75%), e as linhas vermelhas marcam o primeiro quartil (25%). Os pontos acima e abaixo das linhas dos quartis são as ECs mais e menos intensas, respectivamente.	82
Figura 26 – Idem à Figura 25, mas com as séries sem tendência.....	83
Figura 27 – Linha do tempo indicando as ECs mais e menos intensas em cada região das séries com tendência. Em azul estão as ECs mais intensas (precipitação acumulada em DJF maior que o Q3) e em amarelo estão as ECs menos intensas (precipitação acumulada em DJF menor que o Q1).....	86
Figura 28 – Idem à Figura 27, mas com ECs mais e menos intensas encontradas através da série sem tendência.....	87
Figura 29 – Composição de anomalia normalizada de TSM sem tendência para as ECs menos (a-c) e mais (d-f) intensas na região S1. Contornos contínuos (tracejados) compreendem valores positivos (negativos) que são significativos no nível de confiança de 95%.....	89
Figura 30 – Idem à Figura 29, mas para a região S2.....	90
Figura 31 – Idem à Figura 29, mas para a região S3.....	92

Figura 32 – Idem à Figura 29, mas para a região S4.....	93
Figura 33 – Idem à Figura 29, mas para a região S5.....	94
Figura 34 – Idem à Figura 29, mas para a região S6.....	95
Figura A-1 – Mapa de localização das principais bacias hidrográficas na AS. Criado na plataforma online Learn ArcGIS/ESRI com dados obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA).....	113
Figura C-1 – IEC em dias juliano determinado por BO19. O intervalo de 1979 a 1984 foi selecionado como exemplo, pois nos anos seguintes as características apresentadas são semelhantes. Pontos pretos no norte da AS são referentes aos pontos de grade da região S2.	121
Figura C-2 – FEC em dias juliano determinado por BO19. O intervalo de 1979 a 1984 foi selecionado como exemplo, pois nos anos seguintes as características apresentadas são semelhantes. Pontos pretos no norte da AS são referentes aos pontos de grade da região S2.	122
Figura C-3 – Climatologia mensal de ROL (Wm^{-2}) no período de 1979 a 2019. Cores mais escuras indicam convecção mais intensa.....	123
Figura D-1 – Série completa de precipitação em pântadas (linha cinza) no período de 1979 a 2019 na região S1 e linha de regressão linear (linha preta). No canto superior direito está indicado o coeficiente de inclinação determinado na regressão linear.....	124
Figura D-2 – Idem à Figura D-1, mas para a região S2.	124
Figura D-3 – Idem à Figura D-1, mas para a região S3.	125
Figura D-4 – Idem à Figura D-1, mas para a região S4.	125
Figura D-5 – Idem à Figura D-1, mas para a região S5.	126
Figura D-6 – Idem à Figura D-1, mas para a região S6.	126

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1-** Metodologias desenvolvidas para identificar o início e/ou fim das estações chuvosas na América do Sul ou em alguma região. COB: Centro-Oeste brasileiro; BAC: Bacia Amazônica Central; (*) indica que o método não mostrou a data de IEC e/ou FEC. 18
- Tabela 2** – Fases positivas (índice positivo) e negativas (índice negativo) da PDO e AMO. Os anos em negrito indicam que a transição de fase ocorreu naquele ano. Durante a fase fria (quente) da PDO os anos 2002-2006 (1989-1990 e 1994) apresentaram predominância de anomalia positiva (negativa). Na fase fria (quente) da AMO os índices relativos ao ano de 1987 (1996) predominaram positivos (negativos)..... 38
- Tabela 3** – Correlações de ROL entre as áreas do SMAS com o SMAN. Os valores são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%. As correlações não significativas estão em negrito. Os valores hachurados em verde correspondem aos maiores valores de correlação com ênfase nas áreas ao sul. 63
- Tabela 4** - Idem a Tabela 3, mas para precipitação. 63
- Tabela 5** – Tabela de comparação das características médias das EC (início, fim e duração) estabelecidas pelo método RolAnt aplicado com média móvel de três e cinco pêntadas em cada região. 67
- Tabela 6** – Características médias das EC (início, fim, duração e TP) determinadas pelo método RolAnt aplicado com média móvel de cinco pêntadas em cada uma das regiões..... 69
- Tabela 7** – Comparação das características médias das EC (início, fim, duração e TP) entre os métodos de BO19 e RolAnt considerando todo o período (1979-2019). 72
- Tabela 8** – Comparação das datas de IEC e FEC entre os métodos os métodos RolAnt e Garcia *et al.* (2016) na região da Amazônia central, mostradas na Figura 23, no período comum em ambas as metodologias (2001-2013). 75
- Tabela 9** – Idem à Tabela 8, mas para a região do Centro-Oeste do Brasil (COB), mostradas na Figura 23. 76
- Tabela 10** – Análise de tendência de Mann-Kendall e estimador da inclinação de Sen na série completa de pêntadas de precipitação entre 1979 e 2019 em cada região. Valores em negrito são estatisticamente significativos a um nível de confiança de 95%. 78
- Tabela 11** – Análise de tendência de Mann-Kendall e Sen's slope na série de IEC, FEC, duração e TP das ECs entre 1979 e 2019 (40 ECs) em cada região. Valores em negrito são estatisticamente significativos a um nível de confiança de 95%..... 78

Tabela 12 – EC mais e menos intensas nas regiões selecionadas no agrupamento durante os meses de dezembro (ano x) a fevereiro (ano x+1). O 1º quartil (Q1) indica as ECs mais secas e o 3º quartil (Q3) indica as ECs com precipitação mais intensa. O total é de 10 eventos relacionados ao 1º e 3º quartil. Os valores e datas em preto (vermelho) referem-se aos EI identificados na série com (sem) tendência. 83

Tabela B-1 – Pêntadas de IEC, FEC e duração de cada EC do período de 1979 a 2019 (40 ECs) determinadas através do método de RolAnt utilizando a média móvel com três pêntadas (MM3) e com cinco pêntadas (MM5). Método aplicado nas regiões: S1 e S2. Datas hachuradas em rosa indicam que o IEC (FEC) apresentaram mudanças de sinais antes (depois) de estabelecer o IEC (FEC).....114

Tabela B-2 – Pêntadas de IEC, FEC e duração de cada EC do período de 1979 a 2019 (40 ECs) determinadas através do método de RolAnt utilizando a média móvel com três pêntadas (MM3) e com cinco pêntadas (MM5). Método aplicado nas regiões: S3 e S4. Datas hachuradas em rosa indicam que o IEC (FEC) apresentaram mudanças de sinais antes (depois) de estabelecer o IEC (FEC).....116

Tabela B-3 – Pêntadas de IEC, FEC e duração de cada EC do período de 1979 a 2019 (40 ECs) determinadas através do método de RolAnt utilizando a média móvel com três pêntadas (MM3) e com cinco pêntadas (MM5). Método aplicado na região S6. Datas hachuradas em rosa indicam que o IEC (FEC) apresentaram mudanças de sinais antes (depois) de estabelecer o IEC (FEC).....118

Tabela B-4 – TP (mm) em cada EC no do período de 1979 a 2019 (40 ECs) para cada região. Foi acumulado a precipitação ocorrida durante a EC determinada pelo método de RolAnt com a MM5.....119

LISTA DE ABREVIATURAS

AAO – Oscilação Antártica

AC – América Central

AMO – Oscilação Multidecadal do Atlântico

AS – América do Sul

ASAN – Alta Subtropical do Atlântico Norte

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

BA – Bacia Amazônica

BAC – Bacia Amazônica Central

BP – Bacia do Prata-Paraná-Paraguai

CAMO – Fase fria da Oscilação Multidecadal do Atlântico

COB – Centro-Oeste do Brasil

CPC – *Climate Prediction Center*

CPDO – Fase fria da Oscilação Decadal do Pacífico

EC – Estação chuvosa

EE – Eventos extremos

EI – Eventos intensos

EI⁻ – Eventos intensos menores que Q1

EI⁺ – Eventos intensos maiores que Q3

EN – El Niño

ENSO – El Niño-Oscilação Sul

EOF – Função Ortogonal Empírica

ES – Estação seca

ESRL – *Physical Sciences Laboratory*

EUA – Estados Unidos da América

FEC – Fim da estação chuvosa

HN – Hemisfério Norte

HS – Hemisfério Sul

IA – Interanual

IEC – Início da estação chuvosa

IOD – Dipolo do Oceano Índico

IOS – Índice da Oscilação Sul

IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change*

IPM – Índice de Precipitação de Monção

IPO – Oscilação Interdecadal do Pacífico

IS – Intrasazonal

JBN – Jatos de baixos níveis

JBNAO – Jatos de baixos níveis do Andes orientais

JBNCA – Jatos de baixos níveis do Caribe

LISAM – *Large-scale index for South America Monsoon*

LN – La Niña

MJO – Oscilação de Madden-Julian

MM3 – Médias móvel de três pênadas

MM5 – Médias móvel de cinco pênadas

NAO – Oscilação do Atlântico Norte

NEB – Nordeste do Brasil

NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*

OAR – *Oceanic and Atmospheric Research*

PDO – Oscilação Decadal do Pacífico

PSL – *Earth System Research Laboratories*

Q1 – Primeiro quartil

Q3 – Terceiro quartil

RADS – *Rainy And Dry Season*

ROL⁻ – Componente antissimétrica de ROL

ROL – Radiação de onda longa

ROL⁺ – Componente simétrica de ROL

RolAnt – Componente antissimétrica de ROL adaptado para a América do Sul

SEAS – Sudeste da América do Sul

SEB – Sudeste do Brasil

SMAN – Sistema de Monção da América do Norte

SMAS – Sistema de Monção da América do Sul

TNA – Índice do Atlântico Tropical Norte

TP – Total de Precipitação

TSA – Índice do Atlântico Tropical Sul

TSM – Temperatura da superfície do mar

VCAN – Vórtice ciclônico de altos níveis

WAMO – Fase quente da Oscilação Multidecadal do Atlântico

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABELAS.....	v
LISTA DE ABREVIATURAS.....	vii
1. INTRODUÇÃO E REFERENCIAL TEÓRICO.....	1
1.1.OBJETIVOS	4
1.2.SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL.....	5
1.1.1. <i>Domínio do SMAS</i>	12
1.1.2. <i>Início e fim da estação chuvosa</i>	13
1.3.VARIABILIDADE CLIMÁTICA: EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO E TELECONEXÕES	20
2. MATERIAL E MÉTODOS	27
2.1.DADOS UTILIZADOS.....	27
2.2.METODOLOGIA	28
2.2.1. <i>Análise de agrupamento</i>	30
2.2.2. <i>Principais características associadas às ECs: início, fim, duração e total de precipitação</i>	33
2.2.3. <i>Análise de tendência das séries de precipitação</i>	34
2.2.4. <i>Eventos mais intensos e menos intensos de precipitação</i>	36
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	40
3.1.CAMPOS CLIMATOLÓGICOS DE PRECIPITAÇÃO E ROL.....	40
3.2.ANÁLISE DE AGRUPAMENTO	44
3.3.ANÁLISE DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS ASSOCIADAS ÀS ECs: INÍCIO, FIM, DURAÇÃO E TOTAL DE PRECIPITAÇÃO.....	64

3.4. ANÁLISE DE TENDÊNCIA LINEAR DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO DO SMAS E IDENTIFICAÇÃO DE EC MAIS OU MENOS INTENSAS	76
4. CONCLUSÃO.....	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101
ANEXO A.....	113
ANEXO B.....	114
ANEXO C.....	121
ANEXO D.....	124

1. INTRODUÇÃO E REFERENCIAL TEÓRICO

Os impactos causados por sistemas e fenômenos atmosféricos que modificam o tempo ou o clima do planeta nos âmbitos sociais, ambientais e econômicos, impulsionam estudos que visam compreender os aspectos físicos e dinâmicos da atmosfera, para que sejam utilizados no aprimoramento das previsões de tempo e clima, bem como auxiliar os planejamentos quanto à utilização dos recursos hídricos. Como exemplo, tem-se que, tanto as datas adiantadas ou tardias do início e do fim das estações chuvosas, como as ocorrências de eventos extremos de precipitação (sejam de déficits ou excessos) durante as estações chuvosas causam graves prejuízos sentidos principalmente por comunidades mais vulneráveis, por exemplo, a falta de água para o uso diário da população, ou para a produção de alimentos em lavouras/indústrias e bens de consumo. Por outro lado, a ocorrência de chuvas excessivas em dias ou semanas também podem provocar danos como inundações e deslizamentos, facilitando assim a proliferação de doenças e desalojando famílias.

Cenários como estes são notificados anualmente em todo planeta, mas especificamente na América do Sul, de acordo com o *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2013, 2018) vários estudos apontam uma tendência de que até o final do século os eventos extremos, como condições de elevada precipitação diária e secas mais duradouras, se tornem mais intensas e frequentes. Além disso, outros estudos (p.e., PASCALÉ *et al.*, 2019) mostraram que desde meados do século XX os eventos extremos de elevada precipitação e o número de dias secos consecutivos também tem apresentado uma tendência de aumento ao longo dos anos, contudo as tendências em escalas mensais ou sazonais têm sido pouco exploradas, mas de maneira intuitiva, através dos resultados já observados espera-se que haja também uma redução na precipitação sazonal no continente.

Estes efeitos gerados por eventos de precipitação mais e menos intensos, como os citados anteriormente, são observados nas regiões tropical e subtropical da América do Sul (AS; POMPEU; GODINHO, 2006; HADDAD; TEIXEIRA, 2015; MARENGO; ESPINOZA, 2016; NOBRE *et al.*, 2016; JONG *et al.*, 2018) e estão associados ao fato da região tropical do continente possuir um regime de precipitação denominado de Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), o qual é caracterizado pela maior ocorrência das chuvas anuais durante os meses de verão (dezembro a fevereiro), enquanto que o restante da precipitação é

distribuído entre as demais estações, com menores acumulados no inverno (junho a agosto; KOUSKY, 1988; FIGUEROA; NOBRE, 1990; ZHOU; LAU, 1998; NOGUÉS-PAEGLE *et al.*, 2002; GAN *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006; RAIA; CAVALCANTI, 2008; GARCIA; KAYANO, 2009a, 2013; GARCIA *et al.*, 2016; CAVALCANTI; RAIA, 2017; PASCALE *et al.*, 2019).

Sendo assim compreender como as chuvas se distribuem no espaço e comportam no tempo (meses e anos), principalmente com relação ao início e o fim das estações chuvosas, é essencial para analisar melhor as variabilidades e tendências da precipitação nessas regiões da AS (p.e., FIGUEROA; NOBRE, 1990; LIEBMANN; MARENGO, 2001; NOGUÉS-PAEGLE *et al.*, 2002; RAIA; CAVALCANTI, 2008; GRIMM; SABOIA, 2015; GARCIA; KAYANO, 2009a, 2013, 2015; GARCIA *et al.*, 2016; ZILLI *et al.*, 2017; SHIMIZU *et al.*, 2017; GRIMM, 2019) e, assim, gerar um monitoramento eficiente e previsões mais acuradas. Entretanto a maioria das pesquisas relacionadas ao comportamento temporal da precipitação abrange em suas análises todo o continente, ou mesmo compreendem regiões divididas por bacias hidrográficas ou político-administrativas (p.e., estados e municípios), as quais não apresentam um comportamento homogêneo da precipitação dentro da área delimitada, podendo assim mesclar características distintas na escala de tempo, por exemplo, como mostrado por Figueroa e Nobre (1990) e Espinoza *et al.* (2009) para a Bacia Amazônica. Mesmo que as características hidrológicas sejam intrínsecas às divisões geográficas, tal condição não deve ser o único critério seguido para a escolha da área de estudo em uma investigação, pois pode ser ineficiente até mesmo dificultar o refinamento da análise.

Nota-se então que há uma deficiência de estudos que realizem esta análise preliminar da precipitação ou outra variável associada à convecção (como a radiação de onda longa; HEDDINGHAUS; KRUEGER, 1981; LIEBMANN; HARTMANN, 1982), a fim de regionalizar áreas que possuem comportamento similar com relação à precipitação (ou a convecção), para posteriormente examinar as variabilidades e tendências locais. Dito isto, percebendo esta lacuna na literatura, este trabalho tem como objetivo determinar regiões semelhantes do ponto de vista da atividade convectiva na região do SMAS para, em seguida, investigar as principais características das estações chuvosas (datas de início e fim, duração e total de precipitação). Cabe ressaltar também que para o SMAS as metodologias já desenvolvidas para a determinação do início e o fim da estação chuvosa, em alguns casos, utilizam limiares que não se adequam a todas as áreas de abrangência do sistema e, além

disso, apresentam limitações quanto ao uso no monitoramento das estações chuvosas na região da monção da AS. Com isso, pretende-se então neste estudo aprimorar a técnica que identifica as datas de início e fim da estação chuvosa desenvolvida por Garcia *et al.* (2016), acerca da sua limitação espacial da mesma, a qual será abordada mais adiante.

Compreendendo que para uma mesma localidade, existe na série temporal da precipitação uma variabilidade natural esperada, vale destacar que há também tendências e condições extremas acima ou abaixo da média presentes nesta série. Nesse sentido verificar se há tendências durante um intervalo de tempo específico, como nas séries que contém as principais características das cada estação chuvosa na região do SMAS, é necessária para auxiliar as previsões sazonais das chuvas, por exemplo. Com isso outro ponto importante a ser abordado neste estudo é com relação à presença ou ausência de tendências nas datas de início e fim do período chuvoso, bem como na duração e no total de precipitação.

A respeito das condições de precipitação extremas acima ou abaixo da média durante os meses de dezembro a fevereiro, tem-se os danos causados pelo excesso de chuva acumulada ou pela falta dela nestes meses tendem a serem mais agravados, dado que durante o verão à fase madura do SMAS é configurada, sendo responsável pela maior parte das chuvas ocorridas na estação chuvosa (p.e., ZHOU; LAU, 1998; KOUSKY, 1988; MARENGO *et al.*, 2001; NOGUES-PAEGLE *et al.*, 2002; GAN *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006). Além disso, a literatura mostra que a ocorrência de eventos extremos de precipitação diária está associada a anomalias encontradas em regiões oceânicas, nos campos atmosféricos ou de temperatura da superfície do mar, as quais modificam as circulações atmosféricas e por meio de teleconexões geram um aumento ou diminuição das chuvas no continente (p.e., ZHOU; LAU, 2001; GRIMM *et al.*, 2016; SHIMIZU *et al.*, 2017; KAYANO *et al.*, 2019; 2020). De acordo com a frequência e a intensidade dos eventos extremos de precipitação em escalas diárias, o acúmulo de vários episódios diários pode resultar em eventos mensais ou sazonais mais ou menos intensos (IPCC; 2012), logo espera-se também neste estudo identificar as estações chuvosas mais e menos intensas buscando possíveis relações com padrões de teleconexão, na tentativa de compreender melhor os mecanismos que influenciam as chuvas da AS durante as estações chuvosas.

1.1. Objetivos

O objetivo deste estudo é identificar áreas com similaridades quanto à convecção na região do SMAS e analisar a variabilidade e tendências nas séries de precipitação em cada área encontrada. Tem-se como objetivos específicos:

- Analisar a climatologia de precipitação e ROL na região de estudo;
- Identificar regiões semelhantes quanto à atividade convectiva na região do SMAS;
- Investigar as principais características das estações chuvosas em tais regiões, como IEC, FEC, duração e total de precipitação (TP);
- Verificar a existência de tendências (linear e Mann-Kendall) na série completa de precipitação e nas características das ECs (IEC, FEC, duração e TP);
- Identificar as ECs (DJF) mais ou menos intensas durante todo período de análise;
- Verificar possíveis influências de alguns padrões de teleconexões sobre as estações chuvosas mais ou menos intensas.

1.2. Sistema de Monção da América do Sul

O Sistema de Monção em sua primeira definição descrita por Halley (1686) foi originado com base na reversão dos fluxos continente/oceano em baixos níveis da atmosfera, que causa a sazonalidade da precipitação, com verões chuvosos e invernos secos. O principal fator para tais variações é a diferença de aquecimento entre continente e oceano ocorrido durante a migração anual da radiação solar. Isto porque durante o verão a região continental por suas características termodinâmicas sofre maior aquecimento em relação ao oceano (Figura 1), o que implica em gradientes de pressão atmosférica na superfície continente-oceano orientados para o oceano e fluxos em baixa troposfera direcionados para o continente transportando umidade oceânica; de maneira oposta durante o inverno o gradiente de pressão continente-oceano se inverte, visto que as águas oceânicas possuem maior capacidade térmica, portanto sofrem um menor resfriamento em relação ao continente, expandindo assim as áreas de altas pressões atmosféricas em superfície para áreas continentais (RAMAGE, 1971; WEBSTER, 1987; WEBSTER *et al.*, 1998).

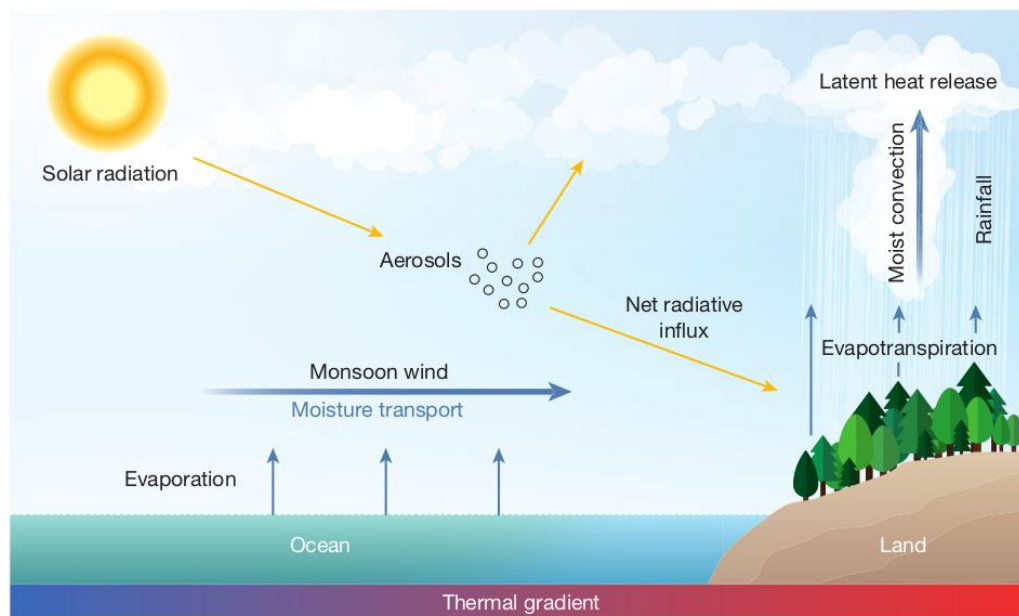


Figura 1– Esquema das componentes básicas de uma monção de verão.

Fonte: Mohtadi *et al.* (2016).

Entretanto Halley (1686) descreveu o sistema de forma teórica com base apenas em observações feitas por navegadores até o século XVII, o que impossibilitava estudos mais profundos relacionados às características físicas das monções. Sendo assim para maior compreensão deste sistema Ramage (1971) estabeleceu que as regiões com clima de monção devem apresentar uma mudança de direção dos ventos predominantes de no mínimo 120° entre os meses de janeiro e julho (critério 1), com uma frequência média da direção predominante superior a 40% (critério 2). Além disso, o terceiro e o quarto critério, respectivamente, determinam que em pelo menos um dos meses a velocidade dos ventos deve exceder $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e para uma região de 5° de latitude e longitude deve ocorrer menos de uma mudança ciclone-anticiclone entre os meses de janeiro e julho a cada dois anos.

Contudo os critérios fundamentados apenas na reversão dos ventos e variação sazonal da precipitação determinados por Ramage (1971) e Webster (1987) permitem identificar apenas as monções que ocorrem no norte e sul da África, sul da Ásia/Índia, leste asiático e Austrália, como mostrado na Figura 2. No que se refere às regiões tropicais da América do Sul e América do Norte, tem-se que, mesmo apresentando os máximos de precipitação durante o verão, não se enquadram nos critérios da definição clássica de monção, já que não apresentam mudanças claras na direção dos fluxos em baixa troposfera.

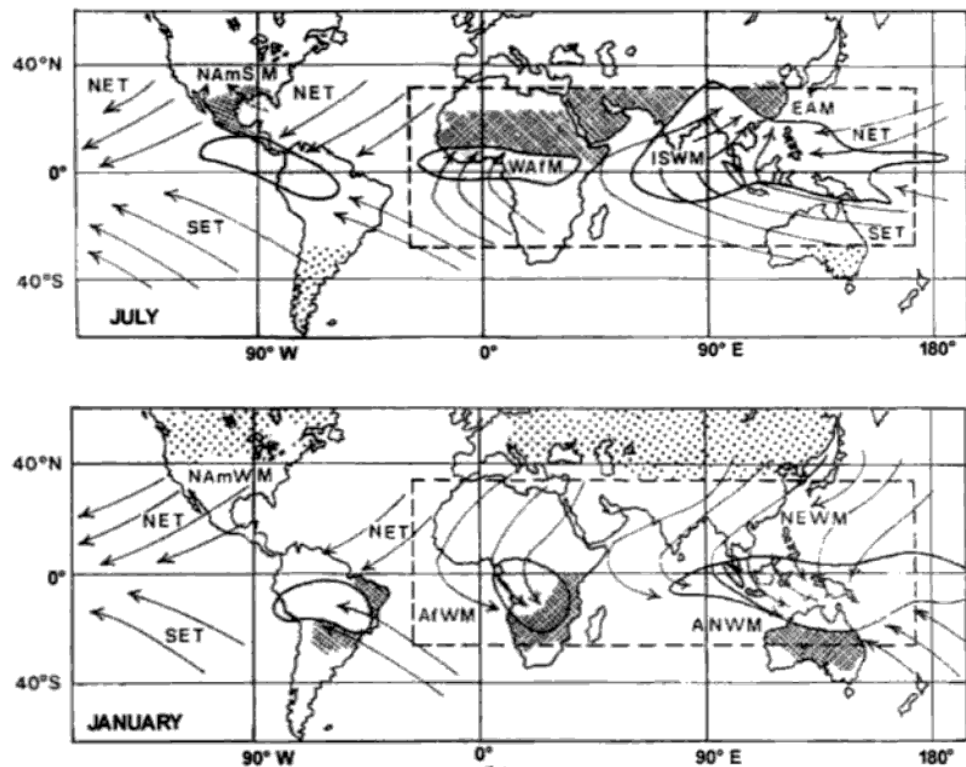


Figura 2 – Sistemas de monção globais atuantes durante o verão (a) e inverno (b) do hemisfério Norte. Os sistemas baseados das definições clássicas de sazonalidade de precipitação e reversão dos ventos são destacados pelo retângulo tracejado. As áreas com maiores acumulados de precipitação são delimitadas por contornos de linhas sólidas, e as regiões com máximo (mínimo) aquecimento em superfície são hachuradas (pontilhadas). Os fluxos predominantes em superfície são indicados pelas setas, como dos ventos alísios de sudeste (SET) e nordeste (NET). (a) EAM representa a Monção do Leste da Ásia, ISWM Monção do sudoeste da Índia, WafM Monção da África Ocidental, NAMSM Monção de verão da América do Norte. (b): NEWM Monção de inverno do nordeste da Ásia, ANWM Monção de inverno da Austrália, NAMWM Monção de inverno da América do Norte, AfWM monção de inverno da África.
Fonte: Webster (1987).

Dada tal limitação das definições descritas por Ramage (1971) e Webster (1987), Higgins, Yao e Wang (1997) iniciaram os estudos sobre o Sistema de Monção da América do Norte (SMAN), indicando por meio de um índice de precipitação que o início do SMAN se estabelece após o aumento repentino das chuvas sobre o sudoeste dos Estados Unidos (EUA) e noroeste do México no início de julho, sendo os principais fornecedores de umidade para o continente os fluxos em baixa troposfera provenientes do Golfo da Califórnia e em níveis médios e altos da atmosfera gerados no Golfo do México, sendo estes escoamentos influenciados pela orografia da cordilheira de Sierra Madre (HIGGINS *et al.*, 1997; ADAMS; COMRIE, 1997, ROPELEWSKI *et al.*, 2005).

Ademais, novos estudos mostraram que nas regiões do SMAN localizadas entre o centro e sul do México e a América central (AC) o ciclo anual apresenta dois picos de máxima precipitação (bimodal), sendo o primeiro durante os meses de junho-julho e o segundo entre meados de agosto e início de outubro (p.e., MAGAÑA *et al.*, 1999; AMADOR, 2008; MARTINEZ *et al.*, 2019), enquanto que ao norte do México e sudoeste dos Estados Unidos a estação chuvosa (EC) possui uma característica próxima de uma distribuição unimodal, ou seja, apresenta um único pico de precipitação durante o verão e início do outono boreal (ADAMS; COMRIE, 1997; HIGGINS; SHI, 2000; SHEPPARD *et al.*, 2002).

Embora o SMAN compreenda dois comportamentos distintos durante a EC, ambos detêm das mesmas características dinâmicas evolutivas da monção. Dito isto, tem-se que no início do desenvolvimento da monção, durante os meses de maio a junho, há o aumento da precipitação ao longo das encostas da Sierra Madre Ocidental ao sul do México, devido aos jatos de baixos níveis (JBN) que transportam para o norte a umidade proveniente do Golfo da Califórnia e do Golfo do México (HIGGINS *et al.*, 1997; ADAMS; COMRIE, 1997). E que sobre a AC a precipitação é favorecida pelo fluxo de umidade decorrente do jato de baixos níveis do Caribe (JBNCA), que apresenta sua máxima intensidade durante junho e meados de agosto centrado próximo a 15°N ao sul da bacia do mar do Caribe (POVEDA; MESA, 1999; POVEDA *et al.*, 2006; AMADOR, 2008; POVEDA *et al.*, 2014; MARTINEZ *et al.*, 2019).

Durante a fase madura do sistema monçônico (julho a setembro; Figura 3a) a convecção se torna máxima e uma circulação anticiclônica se forma em altos níveis, originada pela forte convergência de umidade, resultante do encontro dos JBN do Golfo da Califórnia e do México associados ao suporte de umidade recebido por um cavado em níveis superiores (ADAMS; COMRIE, 1997; MECHOSO *et al.*, 2005; ROPELEWSKI *et al.*, 2005; VERA *et al.*, 2006). Ainda na fase mais intensa da EC, distúrbios na temperatura do ar sobre o Pacífico Tropical leste – relacionados a sistemas convectivos de mesoescala, ondas de leste e passagens de ciclones tropicais – estão associados a picos ou quebras das chuvas de monção (MAGAÑA *et al.*, 1999; PASCALE *et al.*, 2019), bem como a passagem de ciclones tropicais pelo Golfo do México que também são responsáveis por picos de precipitação ao longo do verão até meados de outubro (LARSON *et al.*, 2005; BENEDETTO; TREPANIER, 2020). No que se refere à quebra da precipitação na AC e noroeste da AS outro aspecto associado é a variação meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que tem forte influência sobre o

JBNCA (MAGAÑA *et al.*, 1999; POVEDA *et al.*, 2006; AMADOR, 2008; POVEDA *et al.*, 2014; MARTINEZ *et al.*, 2019).

No final de setembro e no mês de outubro com a redução dos fluxos de umidade vindos dos oceanos para a convecção na América do Norte, põe-se início à fase de enfraquecimento do SMAN, e a precipitação migra para a AS (ROPELEWSKI *et al.*, 2005; VERA *et al.*, 2006), simultaneamente o JBNCA mesmo enfraquecido cruza o equador sobre a AC e no setor leste do Pacífico equatorial se associa ao jato de baixos níveis do CHOCÓ, que se encontra na sua fase mais intensa, produzindo um aumento da precipitação no sul da AC e noroeste da AS próximo ao Equador e Colômbia (POVEDA; MESA, 1999; 2000; POVEDA *et al.*, 2006; 2014; YEPES *et al.*, 2019; ESPINOZA *et al.*, 2020).

No que concerne à AS e com o propósito de justificar a existência da monção nessa região, Zhou e Lau (1998) mostraram através das diferenças dos fluxos médios em superfície no verão (janeiro menos anual) e no inverno (julho menos anual) a alternância de direção dos ventos entre as estações; com isso estabeleceu-se que o Sistema de monção da América do Sul (SMAS) é responsável pela variação sazonal da precipitação sobre o continente. Assim como a monção da América do Norte apresenta características semelhantes à monção da Ásia, o SMAS também pode ser classificado em fases com relação ao seu desenvolvimento (ZHOU; LAU, 1998; MECHOSO *et al.*, 2005; VERA *et al.*, 2006). Exceto pelas mudanças na circulação, que no caso do SMAN ocorrem na média atmosfera durante a monção (HIGGINS *et al.*, 1997; ROPELEWSKI *et al.*, 2005), na AS às alterações na circulação acontecem nos fluxos que cruzam o equador em superfície e fazem as conexões entre os sistemas, uma vez que são ramificações da circulação de Hadley (WANG; FU, 2002; VERA *et al.*, 2006; ARIAS *et al.*, 2015).

Wang e Fu (2002) mostraram que as alternâncias sazonais dos fluxos que cruzam o equador em superfície no setor oeste da região amazônica são indicadores do SMAS, e podem ser utilizados como preditores da evolução da monção, pois durante o verão austral os fluxos predominantes são de noroeste e transportam umidade vinda do Atlântico equatorial para a região Amazônica, enquanto que no inverno o escoamento de noroeste é enfraquecido prevalecendo os ventos de sudeste. Posteriormente Raia e Cavalcanti (2008) relacionaram estes fluxos de noroeste descritos por Wang e Fu (2002) ao ciclo de vida do SMAS, em que estes correspondem ao aumento do transporte de umidade para o interior do continente na

primavera, favorecendo o início da EC. Em estudos mais recentes os autores têm nomeado estes fluxos de norte-noroeste em baixos níveis de jatos de baixos níveis dos Andes orientais (JBNAO) ou JBN da bacia do ORINOCO, sendo que durante os meses de verão austral se estabelece a fase mais intensa do seu ciclo e durante o inverno encontram as condições de mínima intensidade (TORREALBA; AMADOR, 2010; JONES, 2019; JIMÉNEZ-SÁNCHEZ *et al.*, 2019; ESPINOZA *et al.*, 2020).

A EC na AS inicia-se em meados de setembro e se intensifica ao longo da primavera austral com a inversão do escoamento que cruza o equador sobre o noroeste da Amazônia, tal condição intensifica os JBN favorecendo o transporte de umidade para o interior da bacia amazônica (WANG; FU, 2002; RAIÁ; CAVALCANTI, 2008; ARIAS *et al.*, 2015; JONES, 2019). Alguns estudos apontam que a transição da ZCIT localizada sobre o Atlântico Norte equatorial durante a primavera possui relações com o desenvolvimento do SMAS (MECHOSO *et al.*, 2005; GARCIA; KAYANO, 2010; 2011; ARIAS *et al.*, 2015). No final de novembro a convecção se espalha para ao sul da Amazônia e centro-oeste do Brasil (COB). Em resposta a forte convecção duas circulações em altos níveis se formam (Figura 3b): um anticiclone denominado de “Alta da Bolívia” sobre a região do COB/Bolívia, e um cavado sobre a costa do nordeste do Brasil (ZHOU; LAU, 1998; NOGUES-PAEGLE *et al.*, 2002; JONES; CARVALHO, 2002; VERA *et al.*, 2006; MARENGO *et al.*, 2012; ESPINOZA *et al.*, 2020).

Na fase mais intensa do SMAS (dezembro, janeiro e fevereiro-DJF) os padrões descritos anteriormente e que podem ser vistos na Figura 3b se intensificam favorecendo a convecção na direção noroeste-sudeste desde a Amazônia até o sudeste do Brasil (KOUSKY, 1988; MARENGO *et al.*, 2001; GAN *et al.*, 2004), além disso uma faixa de precipitação é formada ao longo da encosta leste da Cordilheira dos Andes; tais características são reflexos das influências diretas da orografia da cordilheira, que aceleram os ventos úmidos dos JBN para a bacia do Prata e sudeste brasileiro, impulsionando um giro ciclônico em superfície na região do Chaco (ZHOU; LAU, 1998; NOGUES-PAEGLE *et al.*, 2002; VERA *et al.*, 2006). Quando estes sistemas atmosféricos (principalmente o JBN) são combinados com a advecção de umidade vinda do sistema de Alta pressão Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), há um expressivo aumento da convergência de umidade desde a Amazônia, passando pelo centro-oeste/sudeste e se prolongando até oceano Atlântico Sul, que resultam em intensas chuvas

convectivas configurando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; KODAMA, 1992; KOUSKY, 1988, VERA *et al.*, 2006; MARENGO *et al.*, 2012).

Durante o início do outono (meados de março) no Hemisfério Sul (HS) a ZCIT se encontra em sua posição climatológica mais ao sul e passa a se deslocar em direção ao Hemisfério Norte (HN; GARCIA; KAYANO, 2010), com isso os fluxos que cruzam o equador sobre o setor oeste da Amazônia se invertem, e passam a ser predominantes de sudeste (WANG; FU, 2002; ARIAS *et al.*, 2015). Esta inversão no escoamento enfraquece o fluxo de umidade para o sudeste do Brasil, que por consequência reduz a convecção em direção a Amazônia migrando para o HN (KOUSKY, 1988; MARENGO *et al.*, 2001; NOGUES-PAEGLE *et al.*, 2002; GAN *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006; RAIÁ; CAVALCANTI, 2008).

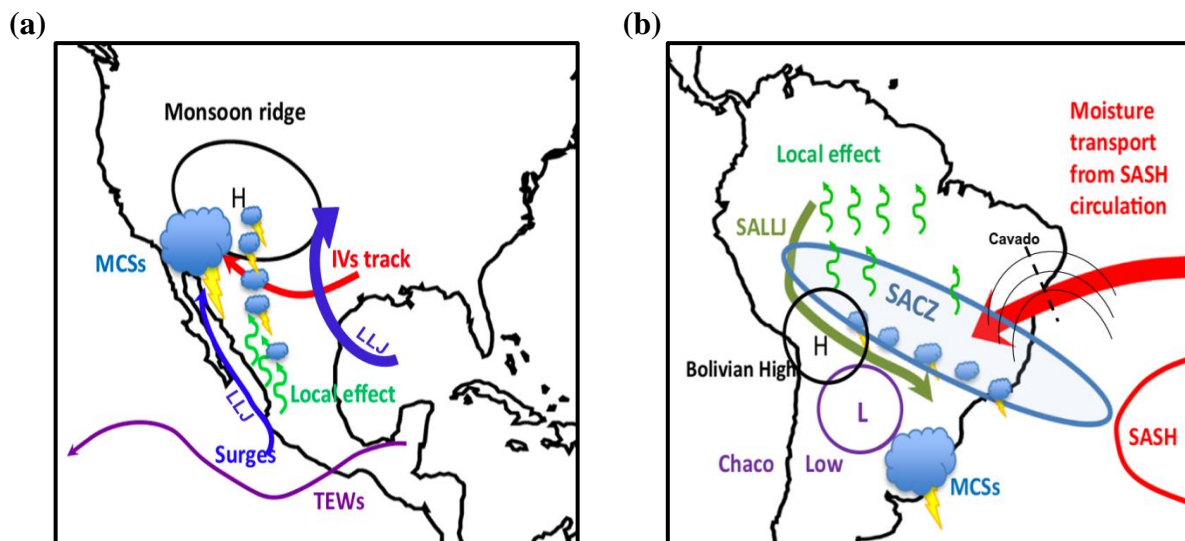


Figura 3 – Fatores que afetam os sistemas de monção da AN (a) e AS (b). Elipse preta com H representa as circulações anticiclônica em altos níveis; elipse roxa com L indica o sistema de baixa pressão na região do Chaco; setas verdes pequenas indicam os efeitos locais na convecção; seta verde grande na AS e azul na AN são os JBN; MCSs (nuvens maiores) representam os sistemas convectivos de mesoescala; seta roxa no HN representa a propagação das ondas de leste; IVs track indica o cavado em altos níveis; seta vermelha grossa no HS representa o transporte de umidade da ASAS (ou SASH).

Fonte: Adaptado de Pascale *et al.* (2019).

1.1.1. Domínio do SMAS

As definições atuais dos domínios das monções globais são fundamentadas principalmente com relação à sazonalidade da precipitação, visto que os sistemas em geral apresentam padrões dinâmicos semelhantes, e particularidades regionais. Deste modo Wang e Ding (2008) estabeleceram o Índice de Precipitação de Monção (IPM) para identificar regiões monçônicas. O índice se trata da diferença entre os acumulados de precipitação durante o verão e inverno, normalizada com a precipitação média anual (para o HN (HS) utilizaram-se os meses de maio a setembro (novembro a março) referentes à precipitação de verão e os meses de novembro a março (maio a setembro) para o inverno). Os critérios para o domínio monçônico são: a região deve ter uma diferença (verão-inverno) superior a 300 mm ($60 \text{ mm}\cdot\text{mês}^{-1}$) e um IPM maior que 50%. Através deste método é possível identificar as cinco regiões estabelecidas por Ramage (1971) mais o SMAS e o SMAN (Figura 4).

Para Mohtadi *et al.* (2016) estes domínios das monções globais identificados por Wang e Ding (2008) quando aplicados em modelos climáticos apresentam melhores resultados mesmo que os sistemas apresentem algumas diferenças nas dinâmicas regionais, pois estão conectados a circulações globais como as circulações de Hadley e Walker no caso do SMAS e do SMAN (GARCIA; KAYANO, 2008; ARIAS *et al.*, 2015).

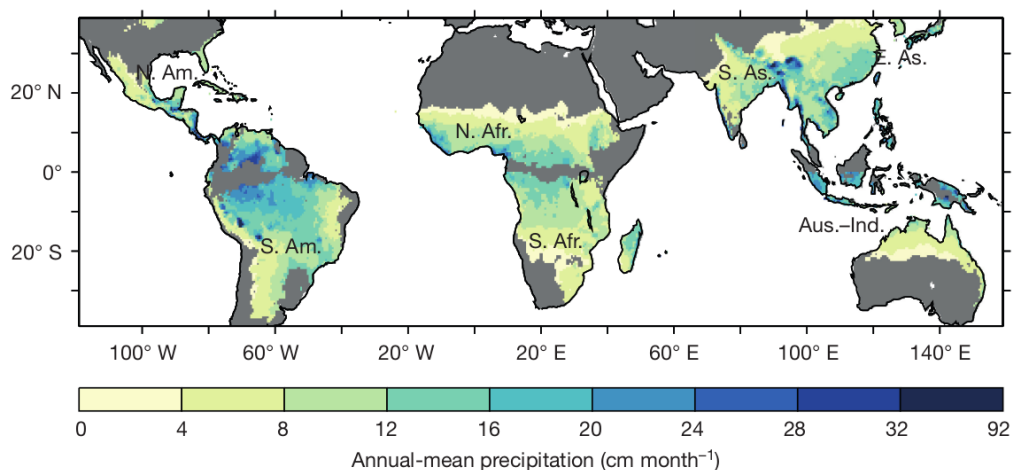


Figura 4 – Domínio do sistema de monção estabelecido por Wang e Ding (2008).

Fonte: Mohtadi *et al.* (2016).

Contudo os domínios das monções poderão sofrer algumas alterações no futuro devido ao aquecimento global através de fontes antropogênicas, como o caso do SMAS analisado por Pascale *et al.* (2019). Os autores reuniram diversos estudos sobre o tema e verificaram a concordância entre eles de que poderá haver uma intensificação do JBN com um deslocamento para sul da ZCAS, com ocorrência de chuvas mais intensas nessas novas áreas e condições mais secas naquelas que atualmente a ZCAS se configura; entretanto o transporte de umidade associado a ASAS poderá enfraquecer mesmo com a intensificação do sistema. Outro ponto que os estudos também convergem é sobre o deslocamento para sul da baixa do Chaco, bem como a intensificação dos sistemas convectivos de mesoescala sobre o sudeste da AS.

1.1.2. Início e fim da estação chuvosa

Um aspecto importante sobre o SMAS e essencial para análise da variabilidade desse sistema, são as datas de início e fim das estações chuvosas e, assim, várias metodologias para identificá-las vêm sendo desenvolvidas com objetivo principal de melhorar a previsibilidade das monções, entretanto apresentam limitações quanto a área de aplicação ou não são apropriadas para o monitoramento. Murakami e Nakazawa (1985) foram os primeiros a avaliar a transição das monções globais por meio das componentes simétrica e antissimétrica da radiação de onda longa (ROL), visto que esta variável é um indicador das variações intrasazonal e interanual da convecção sobre os trópicos (HEDDINGHAUS; KRUEGER, 1981; LIEBMANN; HARTMANN, 1982). A componente simétrica (ROL⁺) foi determinada a partir da soma de ROL entre o HN e HS em uma mesma longitude dividido por dois (equação 1), enquanto a componente antissimétrica (ROL⁻) é obtida pela diferença (ROL do HN menos ROL do HS na mesma longitude) dividida por dois (equação 2); os autores verificaram que a componente antissimétrica é mais apropriada para acompanhar a transição das monções dado que esta técnica reflete os padrões de sazonalidade característicos da monção.

$$ROL^+ = \frac{ROL\ HN\ (longitude\ x) + ROL\ HS\ (longitude\ x)}{2} \quad (1)$$

$$ROL^- = \frac{ROL\ HN\ (longitude\ x) - ROL\ HS\ (longitude\ x)}{2} \quad (2)$$

Matsumoto e Murakami (2002) através destas observações feitas por Murakami e Nakazawa (1985) desenvolveram a técnica de determinação do início e fim da estação chuvosa (IEC e FEC, respectivamente), e mostraram que durante a EC a ROL^+ (ROL^-) está abaixo de $240\ Wm^{-2}$ ($0\ Wm^{-2}$) e na estação seca (ES) a ROL^+ (ROL^-) está acima de $240\ Wm^{-2}$ ($0\ Wm^{-2}$). Visto que há relações entre a componente antissimétrica de ROL e a transição das monções entre os hemisférios, Garcia e Kayano (2009a) adaptaram a técnica de Matsumoto e Murakami (2002) para o SMAS (equação 3). Na equação modificada x é a longitude e y positivo é a latitude do HS, ou seja, faz-se a diferença de ROL entre o HS e HN. Assim as autoras estabeleceram que o IEC (FEC) é marcado pela mudança do índice positivo (negativo) para negativo (positivo). Entretanto o método apresentava duas dificuldades: uma com relação às áreas antissimétricas a AS que se encontram sobre o oceano, pois o SMAS abrange uma área maior que o SMAN, e outra quanto à utilização do método no monitoramento das EC.

$$RolAnt = \frac{ROL(x,y) - ROL(x,-y)}{2} \quad (3)$$

Diante destes obstáculos Garcia e Kayano (2013) e Garcia *et al.* (2016) modificaram a metodologia na tentativa de remover tais limitações. Garcia e Kayano (2013) adaptaram a equação 3 deslocando a longitude do HN em $47,5^\circ$ para oeste a fim de corrigir a área antissimétrica à AS, enquanto Garcia *et al.* (2016) adicionaram à técnica o cálculo da média móvel de cinco pêntadas nas séries de RolAnt removendo possíveis influências das oscilações inferiores a 25 dias, entretanto para o monitoramento esta modificação não se mostrou eficaz. Então os autores aplicaram a média móvel de três pêntadas, que teve o novo valor atribuído à pêntada central assim como na média móvel de cinco pêntadas. Esta segunda modificação removeu as oscilações de alta frequência (inferiores à 15 dias) de maneira satisfatória, além de tornar o método aplicável no monitoramento, uma vez que durante este processo a pêntada de interesse (n) e a anterior ($n-1$) são conhecidas, e a posterior ($n+1$) é seu valor climatológico, com isso é possível indicar o IEC e o FEC, por consequência monitorar a ES. O critério para identificar o IEC e FEC não foi alterado, sendo a data do IEC (FEC) determinada pela primeira pêntada negativa (positiva) após o índice mudar de sinal.

A Figura 5 mostra o processo a ser realizado ao utilizar a técnica de Garcia *et al.* (2016) tanto para a aplicação em estudos de análises e investigações, como no acompanhamento em tempo real da estação chuvosa ou da estação seca. Neste caso em questão a terceira pântada (n+1) a ser somada no cálculo da média móvel, deve ser substituída pelo seu valor climatológico (Figura 5), ou seja, o cálculo da componente antissimétrica (RolAnt) é feito para toda série em pântadas (Etapa 3), determina-se então a climatologia da pântadas de RolAnt, e posteriormente é aplicada a média móvel de três pântadas substituindo a terceira pelo seu valor climatológico.

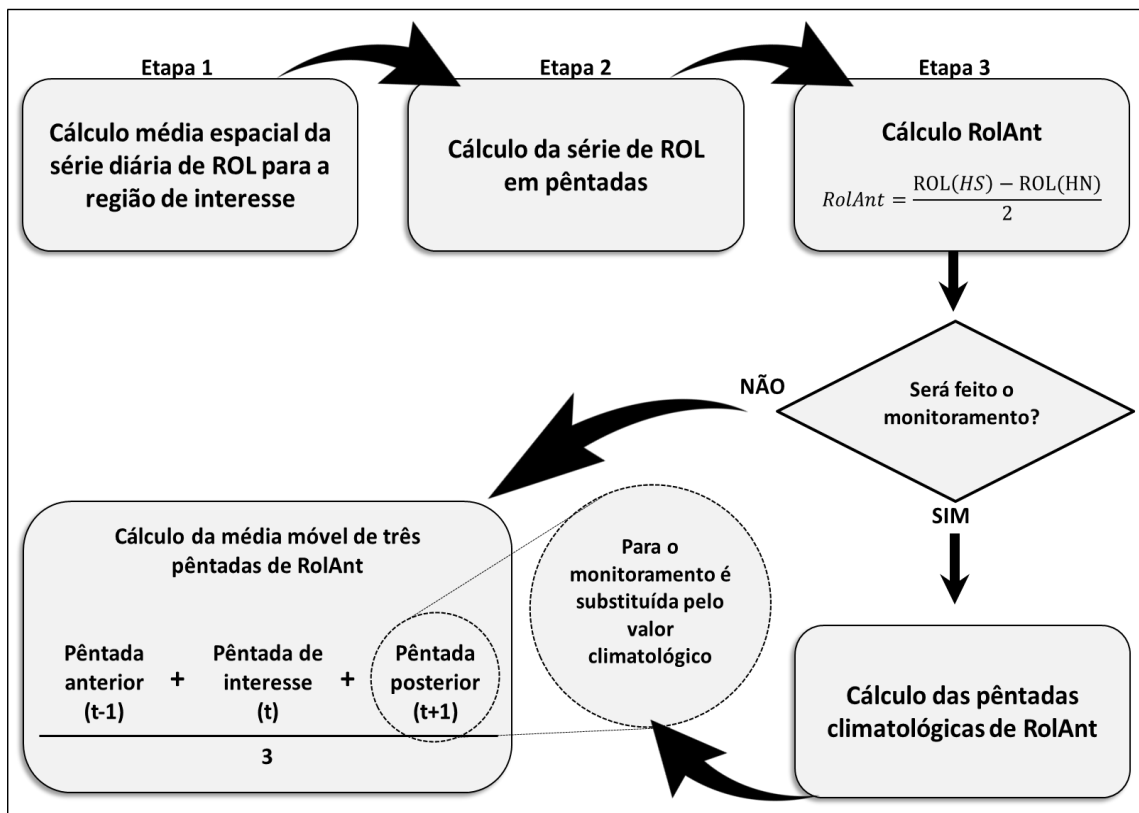


Figura 5 – Processo de aplicação do método de Garcia *et al.* (2016) em estudos de análises e investigações, e no monitoramento das estações chuvosas considerando média móvel de três pântadas. Para média móvel de cinco pântadas o processo é o mesmo.

Como a variável ROL é um indicador de convecção sobre os trópicos, por consequência está atrelada a precipitação, então Kousky (1988) analisou o ciclo de vida do SMAS e verificou que a convecção evolui desde a Amazônia até o sudeste do Brasil, na direção noroeste-sudeste. Seu método estabelece que o IEC ocorre na pântada com ROL menor que

240 Wm^{-2} , e que nos intervalos de 12 pântadas anteriores e 12 pântadas posteriores o ROL deve ser maior e menor que o limiar respectivamente, em pelo menos 10 pântadas; para o FEC o critério se inverte.

Outros indicadores do SMAS foram desenvolvidos através da precipitação (MARENGO *et al.*, 2001; LIEBMANN; MARENGO, 2001; GAN *et al.*, 2004; BOMBARDI; CARVALHO, 2009) e apresentaram bons resultados, mas para fins de monitoramento são limitados quanto a dependência a precipitações futuras. Marengo *et al.* (2001) verificaram que o aumento da precipitação na Bacia Amazônica acontece na mesma direção da convecção como mostrado por Kousky (1988). Os autores definiram que o período chuvoso começa (termina) na pântada com precipitação média diária superior (inferior) a $4 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ e que em pelo menos 6 das 8 pântadas anteriores e posteriores a precipitação deve ser inferior (superior) a $3,5 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ e superior (inferior) a $4,5 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ respectivamente.

Liebmann e Marengo (2001) também utilizaram dados de precipitação diária na Bacia Amazônica, desenvolvendo a técnica através das anomalias diárias de precipitação (equação 4) para encontrar o IEC e FEC, onde $R(n)$ é a precipitação acumulada no dia n e \bar{R} é a média diária da climatologia anual. O IEC é marcado por um aumento acentuado da anomalia, enquanto o fim é identificado pela redução da mesma. Bombardi e Carvalho (2009) expandiram a técnica para a América do Sul com base em dados observados e resultados de modelos climáticos. Os autores aplicaram um filtro na série de anomalias diárias ($A(\text{dia})=S$) e em seguida calcularam a primeira derivada com relação ao tempo ($d\bar{S}/dt$). Para eles o IEC acontece quando $d\bar{S}/dt = 0$ seguido $d\bar{S}/dt > 0$, enquanto que o FEC ocorre quando $d\bar{S}/dt = 0$ seguido $d\bar{S}/dt < 0$.

$$A(\text{dia}) = \sum_{n=1}^{\text{dia}} [R(n) - \bar{R}] \quad (4)$$

A precipitação combinada com as componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa também pode ser um indicador da monção de verão, como foi desenvolvido por Gan *et al.* (2004). Segundo os autores a primeira pântada com ocorrência de ventos de oeste (leste) ao longo de 60°W entre 10°S e 20°S , e precipitação diária superior (inferior) a 4 mm em no mínimo 75% das 8 pântadas seguintes, marca o IEC (FEC). Eles verificaram também que 90% da precipitação no COB se concentram nos meses de outubro a abril. Wang e Fu (2002)

também se embasaram na reversão do vento em superfície para desenvolver o índice V. Este índice permite determinar o início do SMAS através da mudança, de sul para norte, dos fluxos que cruzam o equador na região oeste da Amazônia, ou seja, durante o verão o escoamento predominante é de norte, já no inverno o padrão se inverte.

Raia e Cavalcanti (2008) utilizaram o fluxo de umidade integrado verticalmente e normalizado, e adaptaram a técnica de Fasullo e Webster (2003) para a AS considerando apenas a componente zonal do vento, onde a mudança de sinal negativo para positivo (positivo para negativo), seguido pela persistência do sinal em 3 das 4 pântadas subsequentes marca o IEC (FEC). Silva e Carvalho (2007) optaram por utilizar o coeficiente temporal do primeiro modo das funções ortogonais empíricas (EOF) combinada de anomalias de umidade específica em 850 hPa, precipitação, temperatura do ar e vento zonal e meridional em 850 hPa como indicadores do IEC e FEC do SMAS, sendo a técnica denominada de “Large-scale index for South American Monsoon” (LISAM). A data em que o LISAM se torna positivo estabelece o início do SMAS, enquanto o fim é marcado pela data do primeiro valor negativo do LISAM.

A Tabela 1 sintetiza estes principais métodos desenvolvidos ou adaptados para o SMAS de acordo com algumas características relativas às regiões de abrangência, período de análise, variáveis utilizadas e as datas climatológicas de IEC e FEC, respectivamente. A maioria destas técnicas foi desenvolvida utilizando dados observados, mas na tentativa de avaliar a habilidade dos modelos em simular as principais características da monção, bem com o início e fim do período chuvoso, alguns estudos utilizaram resultados de modelos de circulação geral atmosférica (LIEBMANN *et al.*, 2007; CAVALCANTI; RAIA, 2017), de previsão sub-sazonal (BOMBARDI *et al.*, 2017) e climáticos (BOMBARDI; CARVALHO, 2009). Em geral os modelos concordam com as observações simulando bem as características do SMAS, como os padrões médios de circulação e as datas de IEC e FEC. A grande dificuldade se concentra nas estimativas da quantidade de precipitação.

Tabela 1- Metodologias desenvolvidas para identificar o início e/ou fim das estações chuvosas na América do Sul ou em alguma região. COB: Centro-Oeste brasileiro; BAC: Bacia Amazônica Central; (*) indica que o método não mostrou a data de IEC e/ou FEC.

Método	Região	Período	Variável	IEC (climatológico)	FEC (climatológico)
Kousky (1988)	América do Sul	1979–1987	ROL	Pêntadas 50 (BAC) e 54 (COB)	Pêntadas 30 (BAC) e 22 (COB)
Marengo <i>et al.</i> (2001)	Bacia Amazônica	1979–1996	Precipitação	Pêntada 54	Pêntada 31
Liebmann e Marengo (2001)	Bacia Amazônica	1976–1997	Precipitação	Setembro (sul da Amazônia)	Abril (sul da Amazônia)
Matsumoto e Murakami (2002)	Monção global	1975–1977, 1979–1987	ROL	*	*
Wang e Fu (2002)	América do Sul	1979–1993	Vento meridional	Outubro	Abril
Gan <i>et al.</i> (2004)	COB	1979–2000	Precipitação, vento (850 hPa)	Pêntada 58	Pêntada 22
Silva e Carvalho (2007)	América do Sul	1979–2005	Umidade específica 850 hPa, temperatura do ar, precipitação, vento (u, v) 850 hPa	Pêntada 61 ± 2	Pêntada 24 ± 1

Raia e Cavalcanti (2008)	América do Sul	1984–2004	Fluxo zonal de umidade (vento zonal, umidade específica) integrado de 1000 hPa - 700 hPa	Pêntada 60 (AS central/sul da Amazônia)	Pêntada 18 (AS central/sul da Amazônia)
Bombardi e Carvalho (2009)	América do Sul	GPCP: 1979–2006; IPCC: 1981–2000, 2081–2100	Precipitação	GPCP: Pêntadas 58-61 (Brasil central e sudeste); Modelos: Pêntadas 58-61 (Brasil central) e 56-64 (sudeste do Brasil)	Pêntadas 18-20 (Brasil central e sudeste)
Garcia e Kayano (2009a)	BAC	1979–2005	ROL	Pêntada 53	*
Garcia e Kayano (2013)	COB	1979–2006	ROL	Pêntada 57	*
Garcia <i>et al.</i> (2016)	América do Sul (BAC e COB)	2001–2013	ROL	Pêntadas 50,3 (BAC) e 57,9 (COB)	Pêntadas 27,1 (BAC) e 25,8 (COB)

Continuação da tabela.

1.3. Variabilidade climática: eventos extremos de precipitação e teleconexões

A forma como o território da AS se distribui, estendendo-se desde a região equatorial até as latitudes médias, faz com que o continente armazene um elevado volume de águas superficiais e subterrâneas ao longo de sua extensão continental por meio da precipitação, sendo esta a principal forma de manutenção dos rios e lagos que, por conseguinte está atrelada à disponibilidade hídrica. Entretanto estes recursos hídricos disponíveis são afetados por variações nos padrões de precipitação continental em escalas diurnas, intrasazonais (IS), interanuais (IA) até mesmo decenais e multidecenais, denominadas de modos de variabilidade climática (VERA *et al.*, 2006; GRIMM, 2019). Tais alterações recorrentes em determinados períodos impactam o clima em uma região através de teleconexões, ou seja, por meio das influências de anomalias manifestadas nos campos atmosféricos e/ou na temperatura da superfície do mar (TSM) em regiões remotas.

Os principais modos de variabilidade climática que afetam a AS possuem diferentes escalas temporais: a Oscilação de Madden-Julian (MJO; MADDEN; JULIAN, 1972; 1994; KIDSON, 1999; HIRARA; GRIMM, 2015; SHIMIZU *et al.*, 2017; VERA *et al.*, 2018) é responsável pela variabilidade IS; o El Niño-Oscilação Sul (ENSO; BJERKNES, 1969; TRENBERTH, 1997; ZHOU; LAU, 2001; TINMMERMANN *et al.*, 2018) influencia a escala IA, já a Oscilação Antártica (AAO; GILLET *et al.*, 2006; VASCONCELOS, 2012) possui fortes variações IS e IA. No que se refere às mudanças de longo prazo a AS possui teleconexões com os modos de variabilidade interdecenal e decenal como a Oscilação Decenal do Pacífico (PDO), Oscilação Interdecenal do Pacífico (IPO), Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO) e Oscilação do Atlântico Norte (NAO; ZHOU; LAU, 2001; KAYANO; CAPISTRANO, 2014; GARCIA; KAYANO, 2009b; 2015; GRIMM; SABOIA, 2015; GRIMM *et al.*, 2016; HENLY, 2017; KAYANO *et al.*, 2019; 2020; FIGLIUOLO *et al.*, 2020).

Vale ressaltar que devido à complexidade do sistema climático, há interação entre as escalas de variabilidade, ou seja, as oscilações de maiores frequências estão associadas às de menores frequências, como, as modulações que os modos decenais exercem sobre os extremos do ENSO (ANDREOLI; KAYANO, 2005; GARCIA; KAYANO, 2008; KAYANO;

CAPISTRANO, 2014; KAYANO *et al.*, 2019; 2020; FIGLIUOLO *et al.*, 2020), e as relações existentes entre as fases do ENSO e da MJO que modulam os eventos extremos (EE) ocorridos no Amazônia e no nordeste do Brasil (NEB; SHIMIZU *et al.*, 2017).

A MJO é o principal modo IS (30-60 dias) na região tropical, caracterizado pela propagação zonal para leste de uma forte atividade convectiva iniciada sobre o Oceano Índico (MADDEN; JULIAN, 1972; 1994). Shimizu *et al.* (2017) selecionaram o período de dezembro a maio para verificar as influências das fases da MJO combinada aos extremos do ENSO nos EE de precipitação na Amazônia e no NEB. Os autores mostraram que quando a convecção da MJO sobre a Indonésia é enfraquecida (fase 2 da oscilação), o número de ocorrência de EE úmidos sobre a Amazônia e o NEB é favorecido, devido ao aumento do fluxo ascendente sobre a região, e durante os anos de La Niña (LN) e neutros estes eventos são mais intensos. Quando a MJO se encontra nas fases 4 e 5, a convecção sobre a Indonésia é fortalecida e a subsidência é intensificada sobre a Amazônia e o NEB, logo os EE secos nesta região da AS são favorecidos. Quando combinados a eventos de El Niño (EN), estes extremos são mais frequentes e intensos, pois a subsidência anômala associada ao EN se torna mais intensa.

Um padrão de dipolo entre a região da ZCAS e o sudeste da AS (SEAS) exibido por Vera *et al.* (2018) apresentou fortes influências da MJO tanto na fase ativa do SMAS (EC) como na ES. Esse padrão está relacionado à propagação de ondas para leste (ondas de Rossby) ligadas à atividade convectiva da MJO na região da Austrália/Pacífico leste, que emana anomalias de vortacidade que propagam para a AS, resultando em episódios extremos de ZCAS (KIDSON, 1999; NOGUES-PAEGLE *et al.*, 2002; HIRATA; GRIMM, 2015; VERA *et al.*, 2018). Hirata e Grimm (2015) verificaram também que os padrões de onda citados anteriormente são responsáveis por extremos de precipitação na Amazônia, além disso, mostraram que os trens de onda modulam dos jatos subtropicais norte e sul, favorecem os EE na região da ZCAS. Grimm e Reason (2015) e DeBlander e Shaman (2017) mostraram que anomalias de convecção sobre a área de atuação da ZACS induzem a propagação de trens de onda que cruzam o Atlântico Sul subtropical produzindo anomalias de convergência e divergência sobre sul da África e Oceano Índico.

Com relação à variabilidade IA o ENSO é um modo de variabilidade climática originado da interação entre oceano e atmosfera, e apresenta uma oscilação de 2-7 anos. A componente oceânica (EN e LN) é monitorada através das anomalias de TSM do Pacífico Tropical, enquanto que a componente atmosférica é dada pela anomalia de pressão atmosférica em baixos níveis através do Índice de Oscilação Sul (IOS). As anomalias positivas de TSM sobre o Pacífico Equatorial central e/ou leste caracterizam as condições de EN (fase quente do ENSO); concomitantemente na mesma região, a circulação de Walker é enfraquecida devido à anomalia negativa de pressão atmosférica (IOS negativo), logo há um deslocamento do ramo ascendente da circulação de Walker para o Pacífico central, favorecendo a forte convecção nesta região. De maneira quase que oposta às condições de LN (fase fria do ENSO) são descritas por anomalias positivas de pressão atmosférica sobre o Pacífico Tropical (IOS positivo), que intensificam a circulação de Walker, simultaneamente há um resfriamento das águas superficiais do Pacífico Equatorial central e leste (TRENBERTH, 1997; TINMMERMANN *et al.*, 2018).

Nas análises de EOF Kidson (1999) e Zhou e Lau (2001) identificaram o ENSO como o principal modo de variabilidade IA da precipitação na AS. No estudo mais recente os autores encontraram que as características dos padrões de EN predominam sobre o continente (seca no nordeste do Brasil e leste da Amazônia, excesso de precipitação no sul do Brasil) em relação aos eventos de LN, por outro lado os efeitos sentidos em condições de LN (excesso de precipitação no norte da AS) são mais aparentes nos modos decenais.

Souza *et al.* (2000) realizaram para a Amazônia brasileira, uma análise comparativa da precipitação de verão e outono entre os extremos do ENSO (EN e LN) e o padrão de dipolo no Atlântico tropical (dipolo quente ocorre quando o Atlântico Tropical Norte está aquecido e o Atlântico Tropical Sul resfriado, o dipolo frio apresenta condição oposta). Os autores mostraram que no verão as anomalias positivas de precipitação se encontram nas regiões central e oeste/noroeste da Amazônia brasileira em anos de LN concomitantemente com o dipolo frio do Atlântico Tropical, nesta mesma estação em eventos de EN e dipolo quente as anomalias se invertem. Para o outono em anos de EN as anomalias negativas se restringem em duas áreas menores, uma no extremo noroeste e outra no nordeste da Amazônia, sendo que esta segunda área se expande sobre o centro-leste da Amazônia quando o Atlântico Tropical Norte está mais aquecido. Tais resultados evidenciam que a simultaneidade do EN e

o dipolo quente é fator importante na anomalia de precipitação sobre a Amazônia, os autores observaram também que as maiores influências da LN ocorrem nos meses de outono.

Contudo, as anomalias de precipitação na AS podem variar conforme a localização das áreas anormalmente mais aquecidas ou resfriadas no Pacífico Tropical. Tedeschi *et al.* (2013) verificaram que quando o Pacífico Tropical central se torna mais aquecido há uma redução da precipitação em quase todas as regiões da AS principalmente no centro-norte do Brasil nos meses de verão, e condições mais úmidas nas regiões de ZCAS e ZCIT são detectadas nos meses de março a maio. Com relação ao LN central as maiores diferenças foram observadas no nordeste do Brasil durante o outono e na região da ZCAS entre os meses de setembro a fevereiro. As autoras verificaram também que o aquecimento (resfriamento) das águas superficiais do Pacífico leste intensificou (enfraqueceu) o fluxo de umidade dos JBN, associando então o EN (LN) sobre o leste do Pacífico com as anomalias positivas (negativas) de precipitação SEAS e negativas (positivas) no nordeste do continente em todas as estações.

Condições semelhantes foram mostradas por Tedeschi *et al.* (2015) para o leste (sul) do Brasil, onde foram encontradas anomalias negativas (positivas) de precipitação nos meses de verão com características de EN central (leste). Verificaram que em todas as estações, exceto na primavera, as anomalias são mais intensas e extensas para o EN leste e LN central. As condições mais secas durante o EN central, em ambos os trabalhos foram associadas principalmente ao enfraquecimento do fluxo de umidade pelos JNB, devido às mudanças nas circulações de Walker e Hadley, bem como os trens de ondas de Rossby no Pacífico (TEDESCHI *et al.*, 2013; 2015; ANDREOLI *et al.*, 2017; 2019; KAYANO *et al.*, 2020; FIGLIUOLO *et al.*, 2020).

Andreoli *et al.* (2019) também verificaram que anomalias nas circulações de Walker e Hadley em anos de LN resultam em anomalias de precipitação na AS, e que os tipos de LN podem ser identificados por meio dos diferentes impactos sobre o NEB. O tipo que ocorre sobre o Pacífico central (ou Modoki, referido como DRY-LN) foi verificado nos anos de EC (fevereiro a abril) mais seca no NEB, enquanto que a LN localizado sobre o Pacífico leste (ou Canônico, referido como WET-LN) foi identificado nos anos em que a EC foi mais úmida no NEB. Os autores analisaram os anos em que a LN iniciava seguido do ano que apresentou anomalia na precipitação do NEB, identificados conforme o método de Kayano e Andreoli

(2006), e verificaram que durante os eventos de LN no Pacífico central as anomalias de precipitação no norte na AS foram mais fortes e extensas assim como identificado por Tedeschi *et al.* (2015). Eles mostraram também que para ambos os tipos de LN, as regiões central e leste da AS foram anomalmente secas durante o inverno do ano que inicia o LN e o verão do ano seguinte. Além deste resultado, identificaram que para o tipo WET-LN que os meses de inverno e verão foram anomalmente secos e úmidos no SEAS e norte/noroeste da AS respectivamente, enquanto para o tipo DRY-LN o SEAS (norte/noroeste da AS) apresentou anomalias negativas (positivas) de precipitação durante a primavera (verão e outono).

Segundo Grimm e Tedeschi (2009) e Grimm (2011) durante o início do SMAS, que acontece na primavera austral, em anos de EN (LN) a frequência de EE é reduzida (aumentada) na região da ZCAS e no COB, e aumentada (reduzida) no SEAS. Hirata e Grimm (2015) mostraram para os meses de verão que os EE são mais frequentes em anos de EN na região da ZCAS e da bacia do Prata e em eventos de LN na costa do sudeste do Brasil. Essas alternâncias da frequência dos EE entre a primavera e o verão sobre o centro-leste do Brasil (COB e região de ZCAS) podem estar associadas a um mecanismo de feedback positivo desencadeado por anomalias ao longo da primavera, como verificado por Grimm e Zilli (2009) em escala IA e Grimm e Saboia (2015) e Grimm *et al.* (2016) em escalas interdecenais. Shimizu *et al.* (2017) através da combinação das fases do ENSO e da MJO verificaram maior ocorrência de EE secos (úmidos) no nordeste da AS em períodos de EN (LN e neutros).

Visto que a região da ZCAS apresenta variabilidade climática de fontes tropicais e subtropicais, alguns estudos também mostram teleconexões com fontes extratropicais em escalas IS e IA, como a AAO (ZHOU; LAU, 2001; GILLET *et al.*, 2006; GARREAUD *et al.* 2009, VASCONCELOS, 2012; ROSSO *et al.*, 2018). Durante a fase positiva da AAO anomalias negativas (positiva) de pressão atmosférica são encontradas na Antártica (latitudes médias), logo os jatos polares e subtropicais se tornam mais intensos com predominância de escoamento zonal. De maneira oposta, na fase negativa da AAO são detectadas anomalias positivas (negativas) sobre a Antártica (latitudes médias) e maiores variações meridionais dos jatos. Rosso *et al.* (2018) verificaram que durante a fase positiva da AAO os eventos de ZCAS foram mais intensos e frequentes devido a intensificação dos jatos antes da formação

do sistema, enquanto na fase negativa a ZCAS foi menos intensa. Vasconcelos (2012) observou anomalias positivas (negativa) de precipitação ao norte (sul) da bacia do Prata e do sul do Brasil no mês de novembro durante a fase positiva da AAO. Na fase negativa da oscilação as anomalias verificadas apresentaram um padrão oposto à fase positiva.

Vale destacar, ainda, que os modos de variabilidade interdecenal e decenal correspondem a cerca de 30% da variabilidade da precipitação na região do SMAS (ZHOU; LAU, 2001; GRIMM; SABOIA, 2015; GRIMM *et al.*, 2016). No segundo (EOF2) e terceiro (EOF3) modo determinado por Zhou e Lau (2001) correspondente às variabilidades decenais e interdecenais, respectivamente, foram constatadas mudanças meridionais da ZCIT do Atlântico e do Pacífico. No EOF3 a ZCIT no Atlântico deslocada para o sul foi associada às anomalias negativas de precipitação no norte e leste do Brasil. Grimm *et al.* (2016) encontraram maiores relações dos modos interdecenais (IPO e AMO) com os meses de verão e primavera assim como Grimm e Saboia (2015), além dos maiores impactos observados sobre os EE de precipitação. Garcia e Kayano (2009b) mostraram que no período anterior a 1975 o oceano Pacífico se encontrava na fase positiva da PDO – setor noroeste do Pacífico Norte com anomalias de TSM negativa e o setor leste do Pacífico Tropical mais aquecido (MANTUA *et al.*, 1997) – e o SMAS foi enfraquecido devido à convergência anômala em altos níveis, enquanto no período posterior a 1975 as características foram para a fase negativa da PDO, logo os padrões de invertem e o SMAS foi fortalecido.

Garcia e Kayano (2008) discutiram as relações entre a frequência de eventos do ENSO e os modos interdecenais. No período analisado não contém as fases completas da PDO, entretanto foi identificada a maior ocorrência de eventos de EN do que de LN nos anos pertencentes à fase quente da PDO, resultados semelhantes também foram encontrados por Andreoli e Kayano (2005). Para avaliar as influências dos modos interdecenais sobre os eventos de LN Kayano *et al.* (2019) combinaram as fases da PDO e da AMO. Os autores verificaram a predominância dos eventos de LN na ocorrência simultânea da fase quente da AMO e fria da PDO (WAMO/CPDO), e fase fria da AMO e da PDO (CAMO/CPDO). A fase quente (fria) da AMO é definido pelo Atlântico Norte anormalmente aquecido (resfriado; ENFIELD *et al.*, 2001). A menor frequência de LN foi nos anos em que a PDO se encontrava na fase quente e a AMO na fase fria, o que levou a conclusão de que a PDO na fase fria favorece a formação de LN.

Além dos diversos tipos de variabilidades presentes na precipitação, alguns estudos observaram a presença de tendências do aumento de EE de chuvas desde meados do século XX (SHIMIZU *et al.*, 2017; PASCALE *et al.*, 2019). Logo a compreensão dos fatores que levam a ocorrência destes eventos é necessária para melhorar as previsões de tempo e clima, bem como a gestão dos recursos hídricos. Portanto este estudo tem o objetivo de analisar a variabilidade da precipitação na região do SMAS, e identificar eventos mais intensos e menos intensos de precipitação acumulada durante a fase madura do sistema (DJF), visto que a maioria dos estudos citados analisam os EE ocorridos em escalas de dias, e estes podem refletir no acumulado da precipitação mensal, resultando em uma EC mais ou menos intensa (p.e., GRIMM; TEDESCHI, 2009; HIRATA; GRIMM, 2015; SHIMIZU *et al.*, 2017).

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Dados utilizados

Neste trabalho foram utilizados os seguintes dados disponibilizados pela National Oceanic and Atmospheric Administration/Oceanic and Atmospheric Research/*Earth System Research Laboratories (NOAA/OAR/ESRL) Physical Sciences Laboratory (PSL)*, Boulder, Colorado, EUA referentes ao período de 1979 a 2019:

- Dados de precipitação e ROL limitados por 40°N, 40°S, 130°W e 20°W, área que se estende desde o sul dos EUA até o sul da AS:
 - Dados continentais de precipitação diária acumulada (mm) produtos do *Unified Precipitation Project* pertencente ao *Climate Prediction Center (CPC)*, com resolução espacial de 0,5° x 0,5°, obtidos no site <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cpc.globalprecip.html> (XIE *et al.*, 2007; CHEN *et al.*, 2008)
 - Dados diários de ROL (Wm^{-2}) interpolados com resolução espacial de 2,5° x 2,5° medidos por satélite de órbita polar disponibilizados em https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.interp_OLR.html (LIEBMANN; SMITH, 1969);
- Foram também utilizadas médias mensais de TSM (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5— *ERSST V5*) disponíveis em <https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.ersst.v5.html> com resolução espacial de 2° x 2° de latitude e longitude para todo o globo delimitada em 80°N e 80°S, e medidos em graus Celsius (°C) (HUANG *et al.*, 2017).
- Séries anômalas mensais de TSM disponibilizadas pela NOAA/PSL no site <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>. São elas: Índice Niño 3.4; Índice do Atlântico Tropical Norte (TNA; ENFIELD *et al.*, 1999); Índice do Atlântico Tropical Sul

(TSA; ENFIELD *et al.*, 1999); Índice da Oscilação Decenal do Pacífico; Índice da Oscilação Multidecenal do Atlântico (ENFIELD *et al.*, 2001).

Para execução deste estudo foram também obtidos para a área do SMAS (2,5°S – 25°S; 80°W – 40°W) as informações quanto às datas de IEC, FEC (ambas em dias Juliano) e acumulado de precipitação (mm) nas ECs no período de 1979 a 2019, determinadas a partir dos dados de precipitação fornecidos pelo CPC, assim, a resolução espacial também é de 0,5° x 0,5° de latitude e longitude. Tais informações são produtos desenvolvidos por Bombardi *et al.* (2019), e disponibilizados em um banco de dados denominado de RADS (*Rainy And Dry Season*), disponível em <https://climatology.tamu.edu/research/Rainy-and-Dry-Season-RADS.html>. Cada variável (IEC, FEC e TP) contém um único valor por EC, pois o período chuvoso na região selecionada se inicia no ano X e termina no ano seguinte.

2.2. Metodologia

O desenvolvimento da metodologia deste estudo está esquematizado na Figura 6 por meio de um diagrama de fluxo, a qual mostra as principais etapas que foram seguidas, desde a obtenção dos dados até os resultados finais. Inicialmente após a obtenção dos dados foram calculadas as climatologias dos campos mensais e pentadais (acumulado ou média a cada cinco dias não sobrepostos) de precipitação e ROL da AS até a América do Norte (40°N, 40°S, 130°W e 30°W), além das climatologias referentes ao período chuvoso (outubro a março), seco (abril a setembro) e anual (janeiro a dezembro). Os dados diários de precipitação foram acumulados nos períodos das respectivas climatologias, enquanto que para as climatologias de ROL foram calculadas as médias para cada período. As etapas seguintes estão detalhadas a seguir.

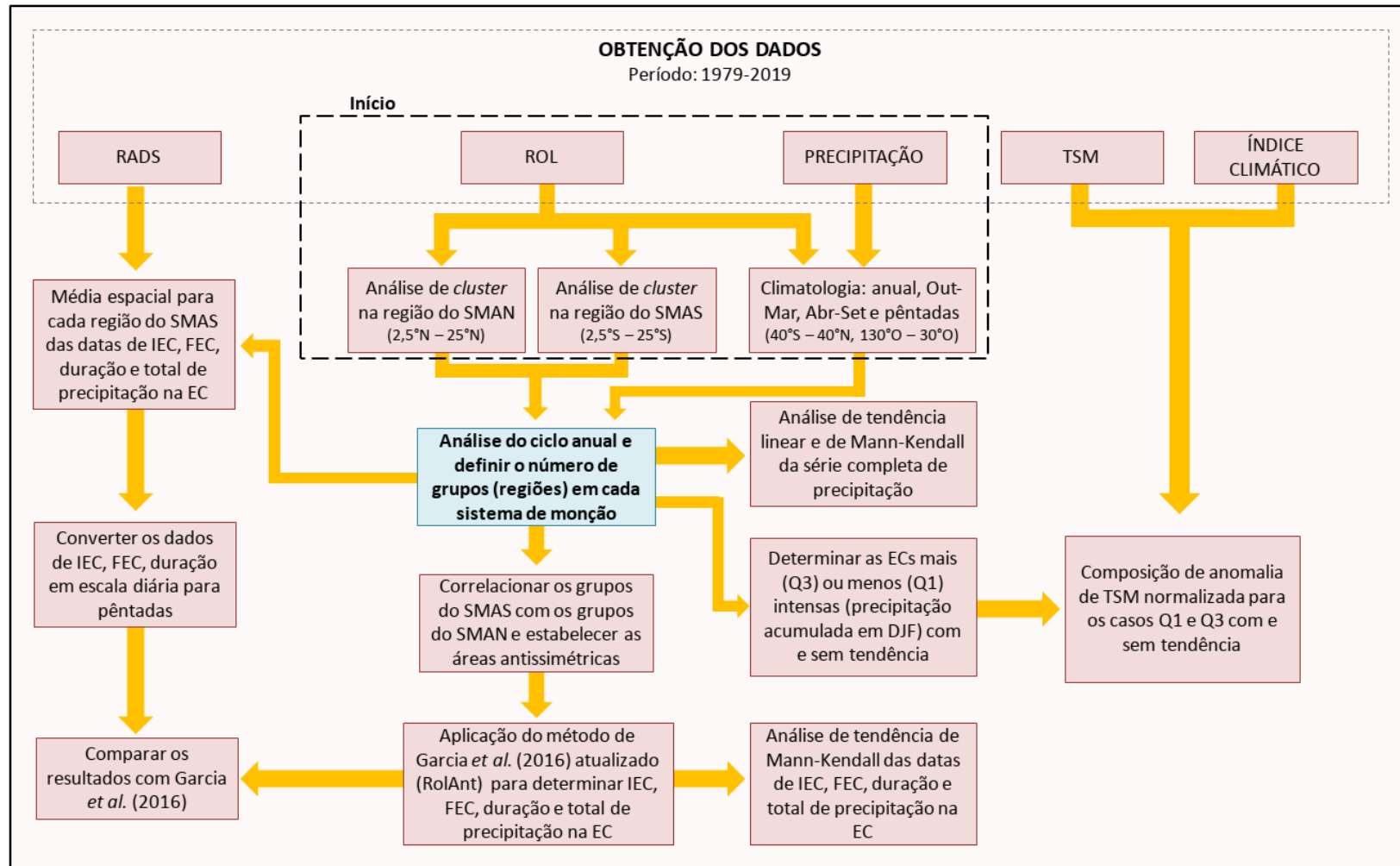


Figura 6– Diagrama de fluxo do desenvolvimento da metodologia executada.

2.2.1. Análise de agrupamento

Após os cálculos das climatologias, a análise de agrupamento (ou *cluster*) dos dados de ROL foi aplicada separadamente na região de domínio do SMAS (entre 2,5°S e 25°S) e do SMAN (entre 2,5°N e 25°N), com objetivo de identificar áreas mais similares quanto ao comportamento de ROL no período de estudo, visto que esta variável está intimamente associada à convecção nos trópicos (HEDDINGHAUS; KRUEGER, 1981; LIEBMANN; HARTMANN, 1982) que por sua vez está associada à precipitação. Estas regiões correspondem aos domínios de monção obtidos por Wang e Ding (2008). Portanto a etapa inicial de análise dos campos climatológicos é fundamental para seleção dos pontos de grade (domínio) que entrarão no cálculo do agrupamento.

Assim, foram selecionados no domínio do SMAS (SMAN) para tal análise 136 pontos (74 pontos) de grade sobre o continente (elementos amostrais na técnica de agrupamento), espaçados em 2,5° de latitude e longitude na região delimitada por 2,5°S; 25°S; 80°W e 40°W (25°N, 2,5°N, 107,5°W e 55°W). Quanto à informação temporal, pântadas foram calculadas, sendo 2993 pântadas observadas no período de 41 anos de dados. O cálculo das pântadas justifica-se, pois, as principais características associadas às ECs relativas ao SMAS, como IEC, FEC e duração, por exemplo, são analisadas nessa escala temporal.

A técnica estatística utilizada foi o método de agrupamento hierárquico aglomerativo, cujo objetivo é unir em grupos os n elementos mais similares, sendo os grupos formados mais heterogêneos possíveis entre si com relação à variável medida (WILKS, 2006; MINGOTI, 2013). Inicialmente cada elemento foi considerado como um único grupo e, em seguida, foram sendo agrupados aqueles mais similares, até o estágio final onde todos os elementos se encontravam unidos em um único grupo.

Como medida de dissimilaridade, a distância euclidiana foi utilizada. Na técnica é feita a comparação entre dois elementos X_l e X_k distintos através do seu respectivo vetor de medidas $X_{ij} = [X_{1j} \ X_{2j} \ \dots \ X_{pj}]'$, em que i é a variável medida e j o elemento amostral. A distância calculada entre cada elemento é armazenada em uma matriz quadrada ($n \times n$) simétrica, cuja diagonal principal é nula, pois refere-se à distância do elemento a ele mesmo. Esta matriz é referida como matriz de distâncias calculada de acordo com a equação 5:

$$d(X_l, X_k) = [(X_l - X_k)' (X_l, X_k)]^{1/2} = [\sum_{i=1}^p (X_{il} - X_{ik})^2]^{1/2} \quad (5)$$

A técnica de ligação dos elementos/grupos utilizada foi o método de Ward (1963), também conhecido como método de mínima variância. Este método tem início com n grupos de elemento único e, a cada etapa, dois grupos são unidos (Figura 7a), sendo esses os de menor variância, minimizando as diferenças intragrupos e maximizando-as entre grupos, até que todos sejam alocados em um único grupo após $n - 1$ etapas (WILKS, 2006).

A cada etapa calcula-se o quadrado da distância euclidiana (SS_i) de cada elemento amostral pertencente ao conglomerado C_i em relação ao correspondente vetor de médias do conglomerado (MINGOTI, 2013; equação 6). Uma nova matriz de distância é calculada para cada passo através da soma de todos SS_i do conglomerado C_i (equação 7).

$$SS_i = \sum_{j=1}^{n_i} (X_{ij} - \bar{X}_i)' (X_{ij} - \bar{X}_i) \quad (6)$$

onde n_i é o número de elementos no grupo; X_{ij} é o vetor de observações do elemento j e \bar{X}_i é a média do conglomerado.

$$SSR = \sum_{i=1}^{g_m} SS_i \quad (7)$$

Para unir os conglomerados calcula-se a relação da distância (equação 8) entre a quantidade de grupos (g_m) no passo m . Assim, essas distâncias podem ser representadas pela diferença dos valores de SSR antes e depois de unir os grupos C_l e C_i :

$$d(C_l, C_i) = \left[\frac{n_l n_i}{n_l + n_i} \right] (\bar{X}_l - \bar{X}_i)' (\bar{X}_l - \bar{X}_i) \quad (8)$$

em que $\frac{n_l n_i}{n_l + n_i}$ é o fator de ponderação devido ao tamanho diferente entre os grupos unidos.

Em todas as técnicas hierárquicas aglomerativas os elementos ou grupos uma vez unidos não podem ser separados. A decisão final da quantidade de grupos é obtida através da análise do ponto de salto das etapas de agrupamento indicadas no diagrama em árvore (ou dendrograma), como exemplificado na Figura 7b.

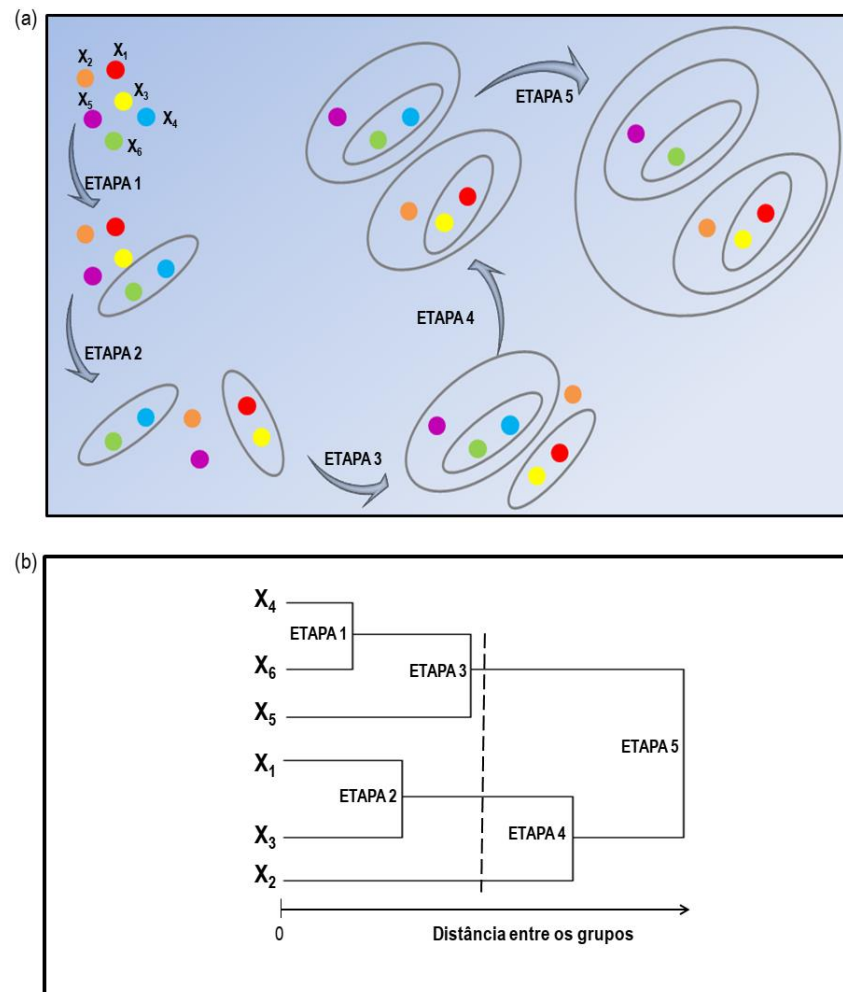


Figura 7– Esquema simplificado da análise de agrupamento: (a) etapas de união dos elementos (X_1 , X_2 , X_3 , X_4 , X_5 e X_6); (b) dendrograma hipotético para o agrupamento dos elementos da figura (a), sendo as etapas à esquerda da linha tracejada indicativas dos agrupamentos selecionados.

Neste trabalho, para confirmar os resultados do dendrograma e decidir sobre a quantidade final de grupos, o ciclo anual em pântadas de precipitação e ROL para cada grupo foi analisado, com o intuito de que os grupos resultantes realmente fossem coerentes fisicamente ao observado na atmosfera. Assim, médias espaciais dessas variáveis foram calculadas para cada grupo encontrado e, em seguida, foram analisadas as séries climatológicas. A análise de agrupamento é o ponto central deste estudo (Figura 6), isto, pois as etapas seguintes realizadas foram dependentes dos grupos determinados na análise de agrupamento.

2.2.2. Principais características associadas às ECs: início, fim, duração e total de precipitação

Uma vez definidos os grupos na região do SMAS, o procedimento do agrupamento também foi feito para os pontos da região do SMAN. Em seguida as correlações das séries completas de pêntadas de ROL foram calculadas entre os grupos encontrados em ambos os sistemas monçônicos para que as regiões com maior grau de relação linear fossem identificadas, ou seja, com variabilidade semelhante no que se refere à convecção para aplicação do método de Garcia *et al.* (2016).

Utilizou-se o coeficiente de correlação linear de Pearson, que é dado pela razão entre a covariância das amostras de duas variáveis (x e y) e o produto dos respectivos desvios-padrão (equação 9). Concomitantemente, o teste bilateral de significância estatística das correlações foi realizado, considerando a distribuição t de Student e nível de confiança de 95%. O teste informa que se a hipótese nula ($H_0: \rho = 0$) é rejeitada há correlação significativa entre as variáveis.

$$r = \frac{\text{Cov}(x,y)}{s_x s_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2}} \quad (9)$$

Após identificar as áreas com maiores valores de correlação e selecionar aquelas em que os ciclos anuais de precipitação e ROL mais apresentam semelhanças, porém inversas, definiu-se então as áreas antissimétricas para a aplicação do método de Garcia *et al.* (2016). Assim, as datas de IEC e FEC foram calculadas para cada região encontrada no agrupamento, utilizando a técnica de Garcia *et al.* (2016) com média móvel de cinco e três pêntadas (denominado de RolAnt atualizado), seguindo o processo mostrado na Figura 5 do capítulo anterior. O IEC (FEC) foi determinado pela primeira pêntada negativa (positiva) da componente antissimétrica de ROL (RolAnt).

Na etapa seguinte, foram realizadas as análises da duração e do TP das estações chuvosas de cada grupo. A duração foi encontrada através da contabilização de pêntadas do início ao fim de cada EC, enquanto o cálculo do TP foi feito através do acumulado de precipitação de cada EC. Posteriormente, para as análises de comparação foram elaborados *boxplots* para cada grupo e para as variáveis IEC, FEC, duração e TP. O *boxplot* (gráfico de

caixa) é o gráfico que contém os valores da mediana, 1º e 3º quartis, limite superior e inferior e observações discrepantes da série analisada. Esse tipo de gráfico é importante para visualizar a distribuição da variável.

As pêntadas de IEC e FEC, assim como a duração das ECs e os TP encontrados através do método de RolAnt atualizado foram comparadas com aquelas definidas por Bombardi *et al.* (2019) em seu produto RADS (*Rainy And Dry Season*), no período de 1979 a 2019. O RADS é um conjunto global de dados das características associadas às estações secas e chuvosas, calculado a partir da metodologia de Bombardi e Carvalho (2009), a qual se trata de uma modificação de Liebmann e Marengo (2001), utilizada para detecção de tais informações (apenas baseada em dados de precipitação), também aplicada por Bombardi *et al.* (2017). Para o período comum (2001 a 2013) e áreas correspondentes entre os métodos RolAnt atualizado, Bombardi *et al.* (2019) e Garcia *et al.* (2016), as datas de IEC e FEC foram comparadas com as datas encontradas em cada metodologia. Logo, essa etapa é tida como validação simples da nova atualização do método de IEC e FEC na região do SMAS, desenvolvido inicialmente por Garcia e Kayano (2009a; 2013) e atualizado por Garcia *et al.* (2016).

2.2.3. Análise de tendência das séries de precipitação

A próxima etapa do trabalho consistiu em analisar se as séries de pêntadas de precipitação e as características das ECs (IEC, FEC, duração e TP) para cada grupo encontrado no agrupamento possuem tendência linear durante o período selecionado, e verificar se a série anual pode estar relacionada com as características das ECs, visto que a precipitação ocorrida na fase ativa da monção corresponde a mais de 50% da precipitação anual (HOREL *et al.*; 1989, FIGUEROA; NOBRE, 1990; GRIMM, 2011). Para isso, o teste de Mann-Kendall (método não paramétrico) foi utilizado para a análise estatística de possível tendência linear das séries (MANN, 1945; KENDALL, 1975). Conjuntamente ao teste de tendência de Mann-Kendall aplicou-se o estimador da inclinação de Sen (ou *Sen's slope* em inglês), visto que o teste de Mann-Kendall não fornece as magnitudes das tendências, apenas indicando se há ou não. O teste de Mann-Kendall e a inclinação de Sen têm sido empregados em diversos estudos para analisar a tendência e significância de séries temporais

hidrometeorológicas (DOUGLAS *et al.*, 2000; YUE *et al.*, 2002; ZILLI *et al.*, 2017; SHIMIZU *et al.*, 2017; NATIVIDADE *et al.*, 2017).

Assim, no teste de Mann-Kendall, calcula-se o valor de S da seguinte maneira (WILKS, 2019):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \sin(x_j - x_i) \quad (10)$$

em que n é a quantidade de pontos da série, x_i e x_j são os valores nas séries temporais e a função sinal é definida como:

$$\sin(x_j - x_i) = \begin{cases} +1, (x_j - x_i > 0) \\ 0, (x_j - x_i = 0) \\ -1, (x_j - x_i < 0) \end{cases} \quad (11)$$

Assim, a variância de S é calculada pela fórmula:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (12)$$

em que t_i é o número de dados com valores iguais em certo grupo i e m é o número de grupos contendo valores iguais na série de dados. Assim, o teste de Mann Kendall é dado pela equação 13:

$$Z_S = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, (S > 0) \\ 0, (S = 0) \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, (S < 0) \end{cases} \quad (13)$$

Logo, valores positivos (negativos) de Z_S indicam tendência de aumento (diminuição) de precipitação. Utilizando o nível de significância de $\alpha = 0,05$, a hipótese nula ($H_0 =$ não

existe tendência) é rejeitada quando $|Z_S| > Z_{1-\alpha/2}$ (com o valor de $Z_{1-\alpha/2}$ obtido da tabela de distribuição normal padrão) e, assim, uma tendência significativa existe na série temporal.

A inclinação de Sen é um método que estima a inclinação da tendência assumindo uma associação linear. No processo de estimação são calculadas inicialmente de acordo com a equação 15 as inclinações dos pares de dados combinados (Q_{ij}), se não houver dados repetidos na série temporal de tamanho N o número de combinações possíveis (M) são definidos pela equação 14 (WILKS, 2019):

$$M = \frac{N(N-1)}{2} \quad (14)$$

$$Q_{ij} = \frac{X_j - X_i}{j - i}, \quad i < j \quad (15)$$

em que X_i e X_j são os valores de dados nos tempos i e j. Depois de calculadas as inclinações de todos os M (ou Q_{ij}) pares de dados, estes são ordenados do menor para o maior para determinar a mediana da inclinação (equação 16), sendo esta o estimador da inclinação de Sen (Q_{med}). A magnitude de Q_{med} indica a taxa de aumento ou decréscimo da variável ao longo do período analisado, ambas com a mesma unidade, já o sinal positivo ou negativo de Q_{med} indica a direção da tendência, ou seja, $Q_{med} > 0$ ($Q_{med} < 0$) aponta uma tendência positiva (negativa).

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{\left[\frac{M+1}{2}\right]}, & \text{Se } M \text{ for ímpar} \\ \frac{Q_{\left[\frac{M}{2}\right]} + Q_{\left[\frac{M+2}{2}\right]}}{2}, & \text{Se } M \text{ for par} \end{cases} \quad (16)$$

2.2.4. *Eventos mais intensos e menos intensos de precipitação*

Uma vez determinado se as séries de precipitação e as características das ECs em cada grupo possuem ou não tendência linear, a análise de quartis foi feita com o objetivo de identificar as ECs mais e menos intensas com relação à precipitação no SMAS. Os quartis (Q1, Q2, e Q3) são partes da análise descritiva dos dados e pertence à técnica de quantis, a qual é amplamente utilizada em estudos sobre extremos de precipitação indicando quando a

chuva acumulada em um determinado período apresenta valores intensos ou muito extremos. Tedeschi *et al.* (2015), Boers *et al.* (2015, 2016), Grimm *et al.* (2016), Zilli *et al.* (2017), Natividade *et al.* (2017) e Shimizu *et al.* (2017) são exemplos de estudos que utilizaram esta técnica para avaliar os eventos intensos de precipitação na AS.

Segundo o IPCC (2012) os EE de tempo são eventos ocorridos em menos de um dia a poucas semanas devido alterações nos padrões de tempo, enquanto que os EE no clima são mudanças ocorridas em períodos mais longos (de meses a anos) que podem estar associados ao acúmulo de eventos moderados ou extremos de tempo. Desta forma o IPCC (2012) refere-se aos EE de tempo e clima como EE climáticos, sendo definidos pela ocorrência de eventos nos extremos de 10, 5 e 1% superiores e inferiores na série temporal. A maioria dos estudos utilizam os percentis mais extremos (abaixo de 10% e acima de 90%) para analisar os eventos intensos de precipitação (EI), entretanto os EI de precipitação acumulada nas ECs, localizados abaixo do primeiro quartil (Q1) e acima do terceiro quartil (Q3) detêm de influências nos setores ambientais e sociais, mesmo os eventos menos intensos, uma vez que estes podem servir como sinais de alertas para a gestão principalmente dos recursos hídricos, por exemplo.

Dito isso as observações baseadas nos quartis Q1 e Q3 podem trazer informações relevantes quanto à distribuição temporal dos dados, sendo estas utilizadas nesta etapa deste trabalho. Assim, as séries temporais de precipitação mensal acumulada nos meses de dezembro a fevereiro em cada grupo foram ordenadas e divididas em quatro partes, e os quartis 25° para extremo inferior e 75° para extremo superior foram selecionados, sendo que os 25% menores valores da série são inferiores ou iguais ao percentil 25°, e os 25% maiores valores da série são superiores ou iguais ao percentil 75°. As datas dos EI foram comparadas com as datas de IEC e FEC encontrados na etapa anterior para verificar possível associação entre tal EI e as datas encontradas de IEC e FEC para a mesma EC.

Para uma análise preliminar de possíveis relações dos EI encontrados para cada grupo na região do SMAS com alguns padrões de teleconexões, foram calculadas composições de anomalias de TSM normalizadas pelos respectivos desvios padrão para as datas relativas aos EI (Q1 e Q3) identificados em cada região. Ainda nesta etapa, os EI foram comparados com as fases quente e fria da AMO e da PDO (Tabela 2), além dos seguintes índices anômalos mensais de TSM: a) Niño 3.4; b) Atlântico Tropical Norte (TNA) e c) Atlântico Tropical Sul

(TSA). As séries temporais desses índices no período de estudo podem ser vistas na Figura 8 abaixo.

Tabela 2 – Fases positivas (índice positivo) e negativas (índice negativo) da PDO e AMO. Os anos em negrito indicam que a transição de fase ocorreu naquele ano. Durante a fase fria (quente) da PDO os anos 2002-2006 (1989-1990 e 1994) apresentaram predominância de anomalia positiva (negativa). Na fase fria (quente) da AMO os índices relativos ao ano de 1987 (1996) predominaram positivos (negativos).

	FASE FRIA	FASE QUENTE
PDO	1998-2013	1977 – 1998
		2014 – 2019
AMO	1965 – 1994	1995 – 2019

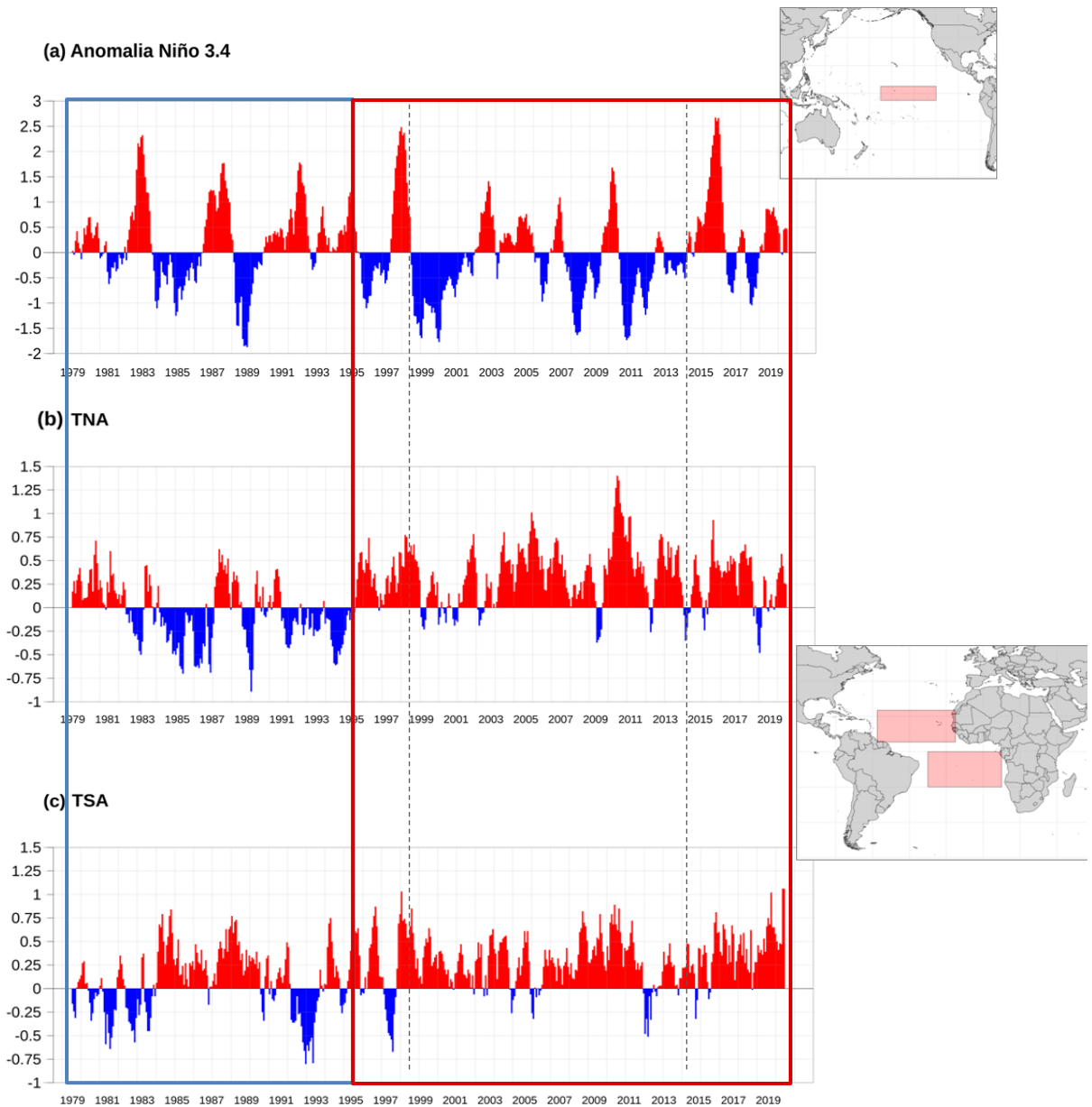


Figura 8– Série temporal mensal dos índices de anomalia de TSM na região do Niño 3.4 (a), TNA (b) e TSA (c). Valores positivos são representados pelas barras vermelhas, e valores negativos pelas barras em azul. As regiões destacadas nos mapas indicam as áreas em que o índice climático foi calculado. Período destacado pelo retângulo azul (vermelho) representa a fase fria (quente) da AMO, as linhas tracejadas marcam as mudanças de fase da PDO mostradas na Tabela 2.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Campos climatológicos de precipitação e ROL

As climatologias de precipitação e ROL nas escalas anual, de outubro a março (período chuvoso do SMAS) e de abril a setembro (período seco do SMAS) podem ser vistas nas Figuras 9 e 10, respectivamente. No que se refere à climatologia da precipitação, tem-se que a distribuição espacial das chuvas durante o ano (Figura 9a) é consistente com o domínio da monção estabelecido por Wang e Ding (2008). Assim, valores de precipitação acima de 2750 mm anuais são notados no noroeste da região da América do Sul, de 5°N a 5°S, com os maiores valores de precipitação concentrados na direção noroeste-sudeste (característica espacial da fase ativa do SMAS). Nota-se também uma região com valores maiores que 1750 mm centrada em 55°W e 27°S (Figura 9a).

Na climatologia de outubro a março, época chuvosa do SMAS, valores de precipitação acima de 1650 mm são observados no noroeste do Brasil (região da Bacia Amazônica), também estendendo-se no sentido noroeste-sudeste, até os estados de São Paulo e Minas Gerais (Figura 9b). Vale ressaltar que essa região de máximos de acumulado de precipitação exibe forte influência na configuração da precipitação anual da região monçônica (Figura 9a). Logo, tem-se que a região da Bacia Amazônica apresenta maior duração da EC, geralmente com IEC mais cedo e FEC mais tardio que as demais áreas do SMAS, e associada à grande quantidade de umidade disponível, pode explicar a ocorrência dos maiores acumulados sobre a região (p.e., KOUSKY, 1988; MARENGO *et al.*, 2001; GAN *et al.*, 2004; GARCIA; KAYANO, 2009a; 2013; BOMBARDI *et al.*, 2019). A faixa de precipitação que se estende sobre o COB e o sudeste do Brasil (SEB) possui grande influência de episódios de ZCAS, os quais durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, proporciona elevados acumulados de chuva na região, como mostrado por Kodama (1992), Kousky (1988), Vera *et al.* (2006) e Marengo *et al.*, (2012).

No que se refere à época seca do SMAS (de abril a setembro), os maiores valores de precipitação estão concentrados no extremo noroeste da América do Sul, enquanto na região central do continente, os valores de precipitação estão entre 300 a 500 mm (Figura 9c), visto

que neste período o setor norte-noroeste da AS está associado a transição da ZCIT e a atuação do SMAN (VERA *et al.*, 2006; POVEDA *et al.*, 2014; ARIAS *et al.*, 2015).

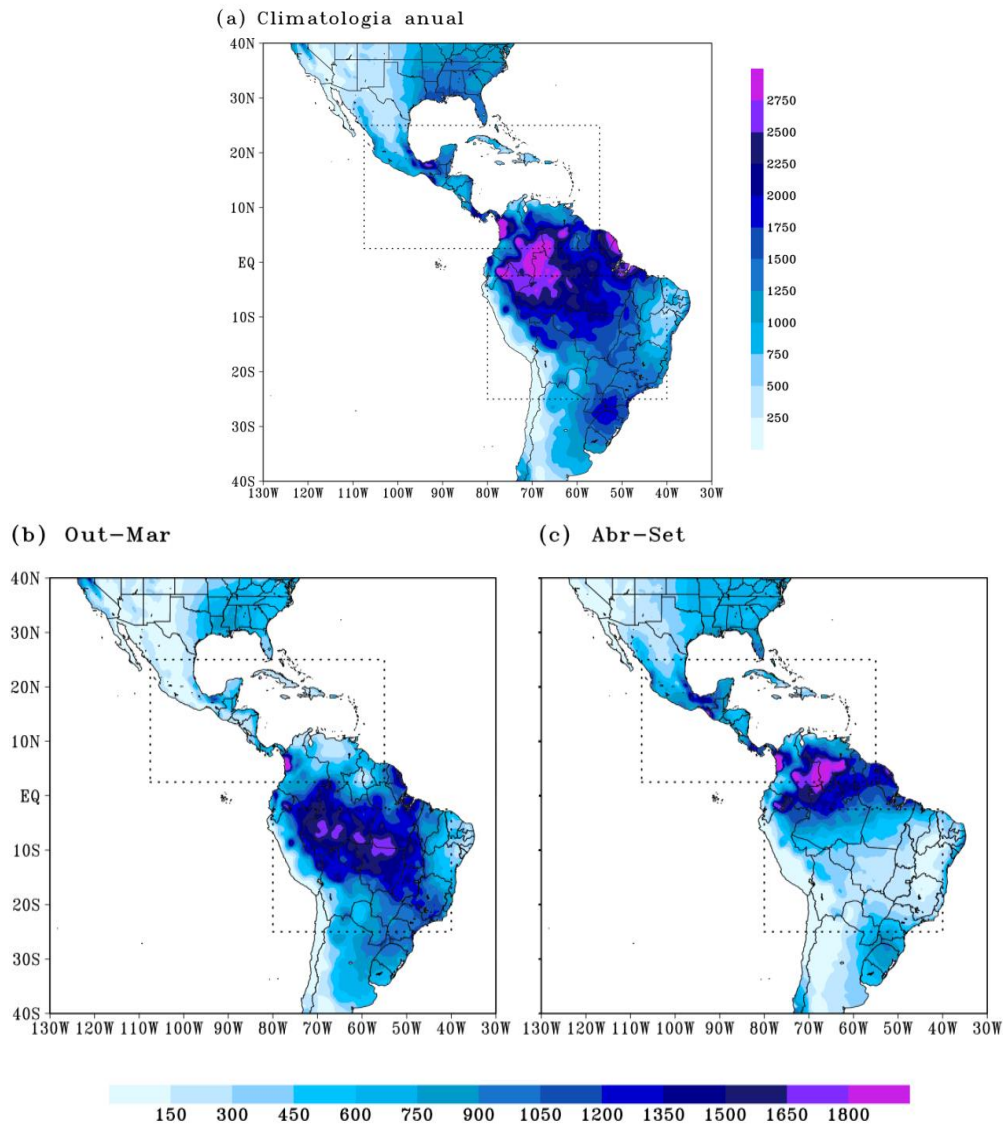


Figura 9 – Climatologia de precipitação (mm) no continente Americano entre 40°N e 40°S: (a) acumulado anual; (b) e (c) climatologia dos acumulados para a estação chuvosa de outubro a março e para a estação seca de abril a setembro, respectivamente. Os retângulos tracejados indicam as áreas continentais estabelecidas para as análises de agrupamento.

No que se refere aos campos climatológicos de ROL (Figura 10), tem-se os mesmos mostrando que, como esperado, a convecção possui comportamento similar ao da precipitação (Figura 9) durante tais períodos. Assim, tem-se que os tons mais escuros (claros) indicam menores (maiores) valores de ROL, o que indica a presença (ausência) de nuvens convectivas com grande desenvolvimento vertical, ou seja, maior (menor) possibilidade de chuva. Logo, valores de ROL menores que 220 W/m^2 são notados na região equatorial (noroeste da América do Sul), possuindo também uma configuração dos menores valores de ROL na direção noroeste-sudeste, assim como para precipitação (Figura 9a), característica espacial da fase ativa do SMAS (Figuras 10a e C-3).

Na época chuvosa do SMAS, de outubro a março, valores de ROL menores que 240 W/m^2 são observados em toda a região do SMAS, sendo que valores bem intensos de convecção (menores que 200 W/m^2) estão centrados em 65°W e 5°S , região da Bacia Amazônica (Figura 10b). Os menores valores de ROL também possuem uma configuração noroeste-sudeste, como já encontrado anteriormente para a EC associada ao SMAS (KOUSKY, 1988; MARENGO *et al.*, 2001; GAN *et al.*, 2004; GARCIA; KAYANO, 2009a; 2013). Pode-se notar um segundo centro de intensa atividade convectiva ao longo da encosta leste da Cordilheira dos Andes, cruzando a Bolívia até o norte da Argentina, visto que neste período há a formação do vórtice ciclônico na região do Chaco favorecendo a convecção (ZHOU; LAU, 1998; NOGUES-PAEGLE *et al.*, 2002; VERA *et al.*, 2006; ESPINOZA *et al.*, 2020). Assim como para climatologia da precipitação, pode-se notar na Figura 10c que os menores valores de ROL estão concentrados no extremo noroeste da América do Sul de abril a setembro (época seca do SMAS), enquanto na região central do continente, valores de ROL maiores que 250 W/m^2 são observados, o que é indicativo de ausência de convecção.

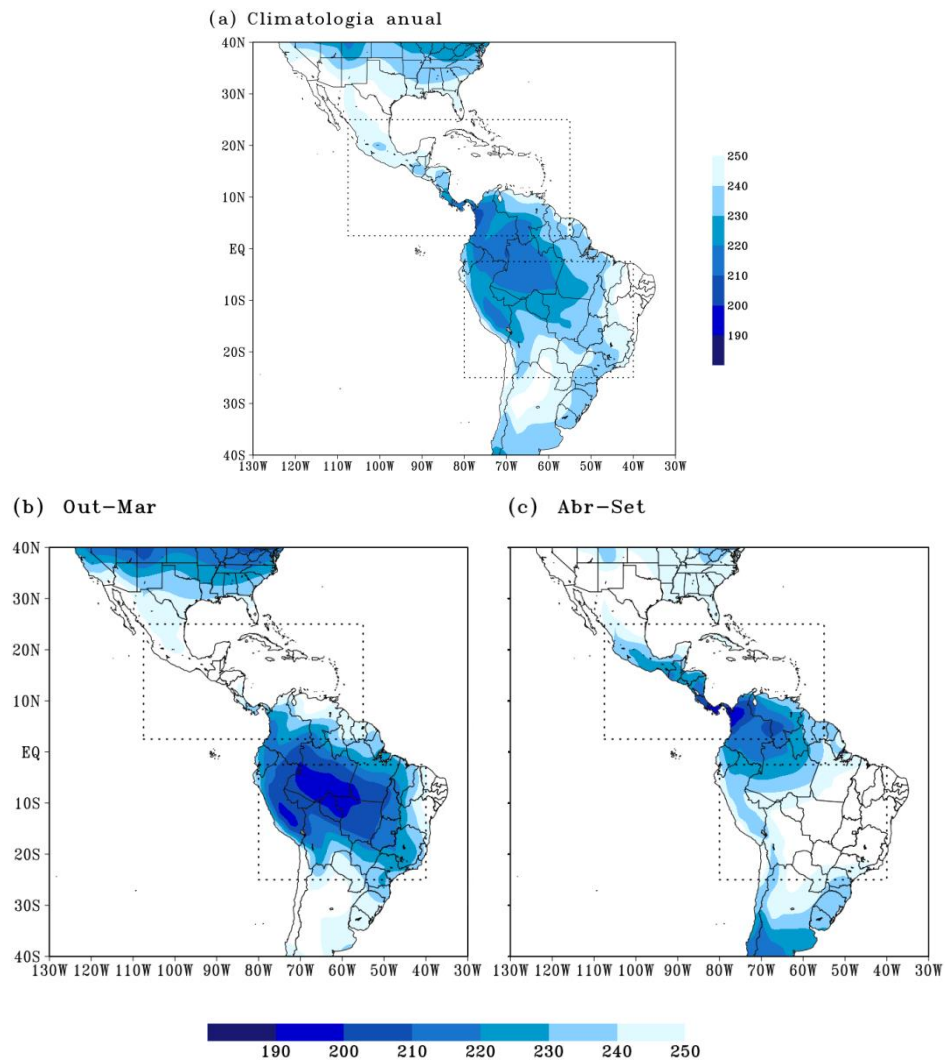


Figura 10 – Idem à Figura 9, mas para ROL (W/m^2).

Portanto, pode-se notar que a região delimitada para a análise de agrupamento apresenta grandes variações nos acumulados de precipitação entre a estação chuvosa (outubro a março) e seca (abril a maio), como visto nas Figuras 9b e 9c. Observou-se também elevadas variações no campo de ROL (Figuras 10b e 10c), possuindo então um ciclo anual bem definido de ambas variáveis, assim como verificado em Mohtadi *et al.* (2016) ao definir os domínios das monções conforme Wang e Ding (2008). Deste modo, esta etapa inicial evidenciou as características monçônicas na região delimitada para execução das próximas etapas, fortalecimento a justificativa da escolha do uso de dados de ROL na metodologia de identificação do início e fim das ECs.

3.2. Análise de agrupamento

A técnica de agrupamento hierárquico aglomerativo pelo método de Ward foi aplicada nos dados de ROL para os pontos de grade da área delimitada por 2,5°S, 25°S, 80°W e 40°W. O dendrograma resultante pode ser visto na Figura 11 enquanto dois possíveis resultados do agrupamento são mostrados na Figura 12. Uma das maneiras de decidir pela quantidade final de grupos a ser analisada é buscando “saltos” nos valores de distância entre as etapas do agrupamento. Deste modo, através da análise do dendrograma (Figura 11), foram selecionadas duas etapas do agrupamento que resultaram em 6 grupos (S1, S2, S3, S4, S5 e S6) e 5 grupos (S1, S2, S3, S4+S5 e S6), mostrados espacialmente na Figura 12. Logo, para uma melhor escolha do ponto de vista das características físicas da convecção o ciclo anual em pêntadas de precipitação e ROL foi encontrado para cada um dos resultados (Figuras 13 e 14, respectivamente).

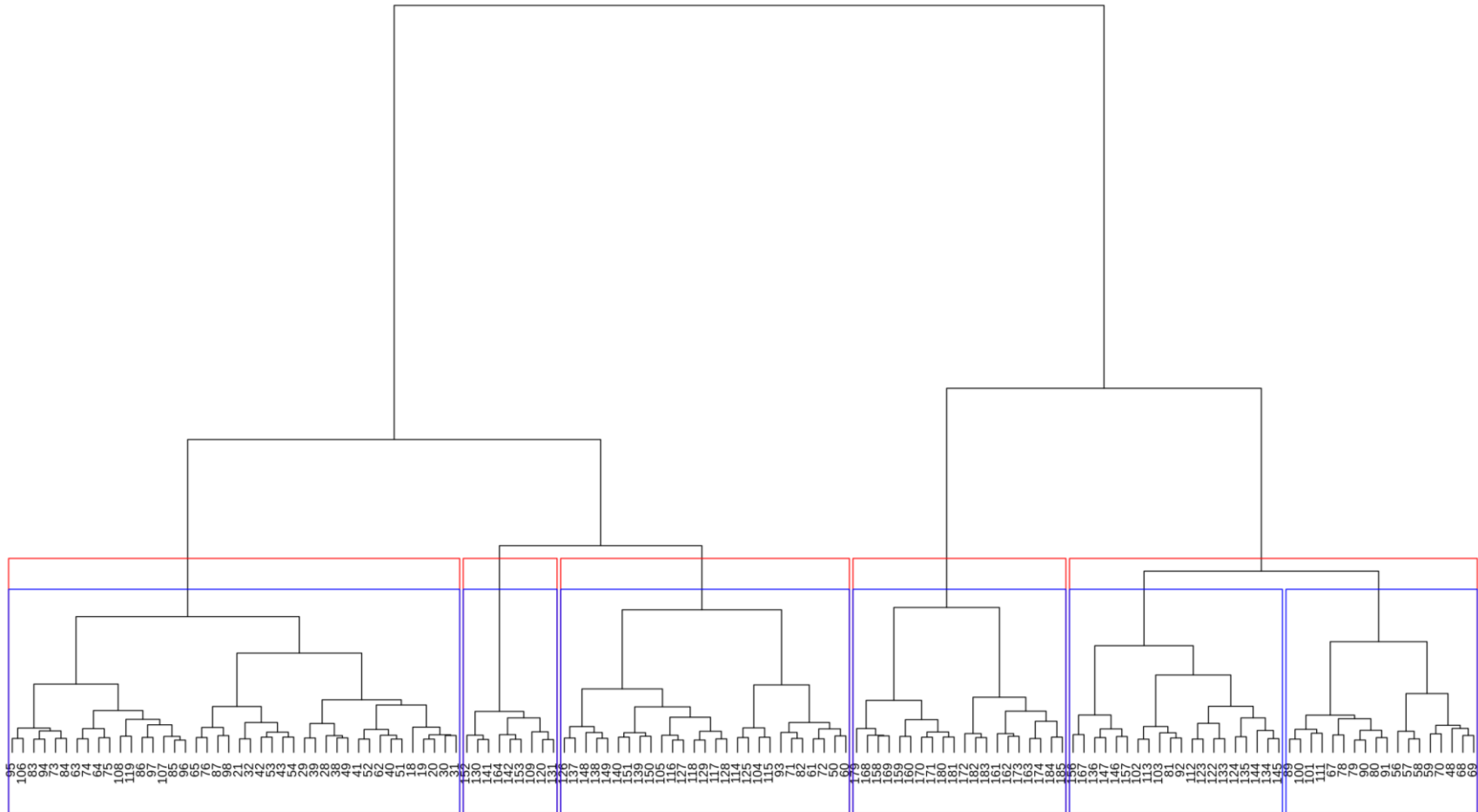


Figura 11 – Dendrograma referente ao agrupamento dos pontos de grade de ROL na região do SMAS. Os valores indicam os pontos unidos na análise de agrupamento; os retângulos vermelhos e azuis mostram respectivamente as etapas com 5 e 6 grupos selecionados. Da esquerda para a direita, em azul, os grupos são: S1, S2, S3, S6, S4 e S5.

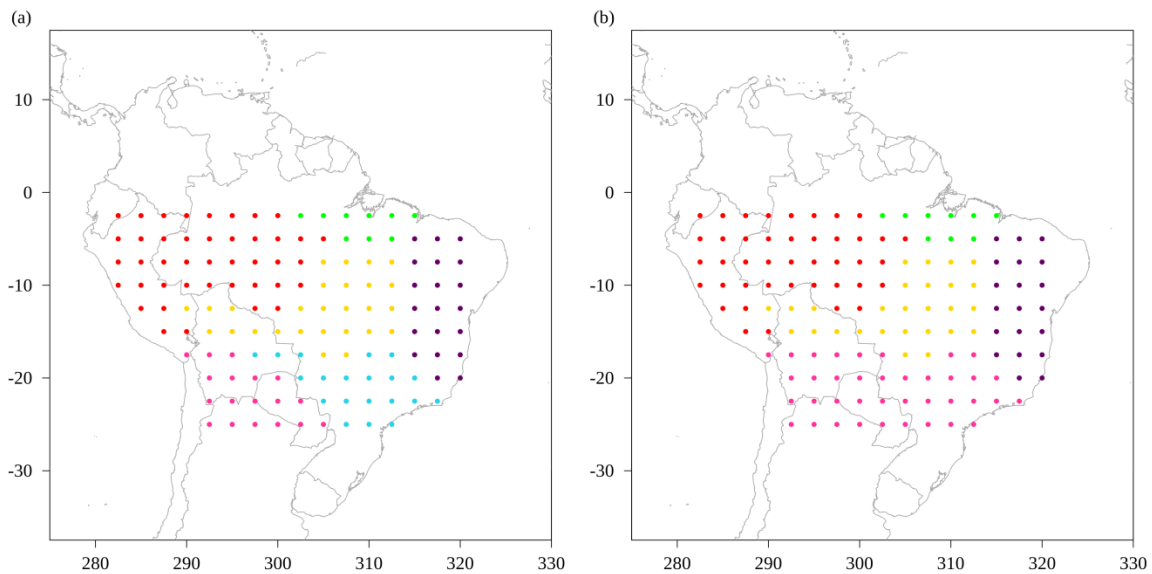


Figura 12 – Distribuição espacial dos grupos selecionados no dendrograma, nas etapas com a) 6 grupos e b) 5 grupos. S1: Vermelho; S2: Verde; S3: Amarelo; S4: Azul; S5: Rosa; S6: Roxo.

Em todas as 6 regiões, os ciclos anuais de ROL e precipitação são bem definidos, com os menores (maiores) valores de ROL (precipitação) na época chuvosa e os maiores (menores) valores de ROL (precipitação) na época seca de cada região (Figura 13), concordando com ciclo anual mostrado por Grimm (2011) para várias áreas ao longo da AS. Como esperado, o comportamento de ROL é inverso à precipitação, pois este está associado às temperaturas do topo das nuvens, ou seja, nos meses com maiores acumulados de precipitação, ou seja, na EC, as nuvens predominantes são do tipo convectiva, as quais apresentam topos mais frios, logo são estimadas temperaturas mais baixas e, conseqüentemente, menores valores de ROL.

Cabe destacar que quando comparado com o mapa de localização das principais bacias hidrográficas da AS (Figura A-1 do Anexo A) os pontos de grade das seis áreas estão distribuídos sobre regiões de grandes bacias hidrográficas na AS. A região S1 (vermelho) se estende desde a região central até oeste da Bacia Amazônica (BA), enquanto que a área S2 (verde) está localizada entre o nordeste da BA e extremo norte da Bacia do Tocantins-Araguaia. No setor sul da Bacia do Tocantins-Araguaia encontra-se o grupo S3 (amarelo) que se estende até o sul da BA passando pelo extremo norte da Bacia do Prata-Paraná-Paraguai (BP), tal região pertence ao bioma Cerrado. As áreas S4 (azul) e S5 (rosa) estão localizadas na metade norte da BP, sendo S4 mais a leste/nordeste e S5 no setor oeste alcançando a

Intrabacia dos Andes. Por fim a região S6 (roxo), é a única que apresenta uma distribuição espacial de maneira zonal, e está localizada inteiramente dentro da Bacia Tocantins-Prata, a qual abrange as bacias do Atlântico e dos rios São Francisco e Parnaíba. Logo estas observações dão suporte à ideia de que a topografia possui relações com o comportamento da precipitação, como verificado por Lenters e Cook (1995) e Poveda *et al.* (2014), por exemplo.

Como citado anteriormente, na BA foram encontrados três grupos com similaridade intragrupo alta, mas diferentes entre si, sendo eles S1, S2 e S3. Souza *et al.* (2000) e Liebmann e Marengo (2001) também evidenciaram diferenças na distribuição espacial da precipitação na BA, além destes estudos Espinoza *et al.* (2009) encontraram resultados semelhantes e mostraram, através de um coeficiente de variabilidade sazonal, que assim como observado nos ciclos anuais, a área S1 possui a variação sazonal menos intensa que as áreas S2 e S3 (Figura 13). Ou seja, a amplitude de precipitação (diferença do acumulado de chuva entre a EC e a ES) é menor (igual a 36,6 mm). Tal condição pode estar associada ao fato de ser a região S1 ser menos desmatada, logo a intensa vegetação é responsável pela reciclagem de umidade sobre a densa floresta, que por sua vez armazena a umidade local associada ao transporte de vapor de água dos oceanos Pacífico e Atlântico (POVEDA *et al.*, 2006; 2014; AGUEDO *et al.*, 2019; RUIZ-VÁSQUEZ *et al.*, 2020; ESPINOZA *et al.*, 2020). Deste modo a precipitação no período seco na região S1 é superior à ocorrida nas demais áreas (S2, S3, S4, S5 e S6).

No que se refere ao grupo S2 que está localizado entre o nordeste da BA e norte da Bacia Tocantins Araguaia (entre 2,5°S e 5°S) o ciclo anual (Figura 13d) mostra que as estações seca e chuvosa são relativamente diferentes das demais áreas que apresentam o ciclo anual característico do SMAS. Pois, o início da estação chuvosa (seca) na região ocorre no começo do verão austral (inverno) atingindo seu ápice durante o outono (inverno-primavera). Tal configuração ocorre principalmente devido a migração da ZCIT que durante este período de março a maio localiza-se entre 2°S e 4°N (FIGUEROA; NOBRE, 1990; ESPINOZA *et al.*, 2009; GRIMM, 2011), isto faz com que a região S2 possua a maior pântada com acumulado de precipitação (por causa da forte atividade convectiva), e a segunda maior amplitude anual climatológica de ROL ($69,2 \text{ Wm}^{-2}$) em relação as demais áreas.

Apesar das diferenças tanto nas magnitudes como nas datas das estações seca e chuvosa entre as regiões, as áreas S1, S3 e S4 são aquelas que apresentam o pico da estação chuvosa (seca) no verão (inverno), associada à ZCAS exatamente como observado no SMAS, além de terem grandes amplitudes anuais climatológicas de ROL (60,6 Wm^{-2} , 74,7 Wm^{-2} e 43,1 Wm^{-2} respectivamente) e precipitação (36,6 mm, 49,7 mm e 35,9 mm respectivamente) entre tais estações. Entretanto o grupo S3 é o que apresenta o ciclo anual mais definido, com duração da EC e ES semelhantes, além a maior amplitude de ROL, pois a precipitação anual se deve principalmente pelas chuvas de monção. No que se refere à região S4 durante o inverno a passagem de sistemas frontais podem ocasionar elevados acumulados de chuva que causam uma pequena oscilação em ambas as variáveis (NOGUÉS-PAEGLE *et al.*, 2002; HIRATA; GRIMM, 2015; CERÓN *et al.*, 2021a).

A área S5 está localizada no setor oeste da BP na região do Chaco. Esta também possui um ciclo anual de precipitação similar às áreas citadas, – apesar da magnitude na estação chuvosa ser menor com valores em torno de 20 mm, sendo 40 mm em S1, S3 e S4 – porém o ciclo anual de ROL é o que possui menores amplitudes dentre todos os grupos (29,1 Wm^{-2}), apresentando poucas pântadas com valores acima de 250 W/m^2 , além de uma pequena redução de ROL na pântadas dos meses de maio, junho e início de julho. Durante o verão em resposta ao aquecimento local e à forte convecção no centro-oeste da BA, forma-se uma circulação ciclônica em baixos níveis (Baixa do Chaco) e uma anticiclônica nos níveis superiores (Alta da Bolívia), sistemas favorecidos pelo JBN (transportando umidade da BA) que se acelera dada a influência da topografia da Cordilheira dos Andes (LENTERS; COOK, 1995; ZHOU; LAU, 1998; NOGUES-PAEGLE *et al.*, 2002; VERA *et al.*, 2006; ESPINOZA *et al.*, 2020). De acordo com Jones (2019) durante o inverno estes fluxos em baixos níveis intensificam novamente sobre o norte do Paraguai e sul da Bolívia, associam-se aos sistemas que não relacionados ao SMAS, como a incursão de ar frio devido à passagem de sistemas frontais e sistemas convectivos de mesoescala (GAN; RAO, 1994; GARREAUD, 2000; NOGUÉS-PAEGLE *et al.*, 2002; HIRATA; GRIMM, 2015), e explicam o aumento (redução) de precipitação (ROL) durante as pântadas de inverno (maio-agosto).

A área S6 possui alguns pontos próximos ao litoral no bioma da Mata Atlântica (ao sul de 15°S) e outros no bioma da Caatinga, pois o grupo possui regimes de precipitação variados devido a atuação de diferentes sistemas atmosféricos. Logo, com relação ao ciclo anual, tem-

se que a mesma possui a ES de maior duração se comparada às outras regiões, mesmo não possuindo elevada amplitude de ROL ($47,4 \text{ Wm}^{-2}$), são encontrados valores de ROL superiores a 270 W/m^2 , provavelmente por possuir pontos próximos ao sertão nordestino.

Apesar dos elevados valores de ROL durante a ES nessa região, na EC as pântadas de ROL (precipitação) possuem valores maiores (menores) que o verificado nas regiões S1, S2, S3 e S4, o que pode estar associado à ocorrência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) localizado entre o nordeste do Brasil e o noroeste do Atlântico Sul. Sua formação pode ser por meio de dois fatores principais: através da amplificação da crista da Alta da Bolívia para sudeste ou por conta da atuação de uma frente estacionária, ambos os sistemas geram um anticiclone em altos níveis na região sudeste do Brasil e sudoeste do Atlântico Sul que amplificam o cavalo em níveis superiores da troposfera próximo ao Nordeste/Atlântico (KOUSKY, 1979; KOUSKY; GAN, 1981; RAMIREZ *et al.*, 1999). Logo o VCAN dificulta a convecção de umidade resultando em menores valores de precipitação em comparação com as outras áreas, por isso a menor amplitude de precipitação (22,8 mm). Nota-se também que no final da EC, entre as pântadas 11 e 21, há um aumento da precipitação, que de acordo com Vasconcelos Junior *et al.* (2018), isto se deve ao deslocamento da ZCIT.

Cerón *et al.* (2021a) em uma metodologia combinada de análise de componentes principais e de agrupamento aplicada na BP encontraram três regiões diferentes com homogeneidade na precipitação, uma ao norte da bacia, outra na parte central e terceira na região sul da bacia, sendo que a região ao norte e parte da região central corresponde à união dos grupos S4 e S5 (Figura 12b). A Figura 14e mostra o ciclo anual de ROL e precipitação da área resultante, onde é possível observar que o ciclo anual de ambas as variáveis apresenta clara característica de monção, com maiores (menores) valores de precipitação em torno de 30 mm (valores de ROL, entre 220 W/m^2 a pouco mais de 230 W/m^2) nas pântadas de dezembro, janeiro e fevereiro, e menores (maiores) valores de precipitação (ROL) inferiores a 10 mm (superiores a 240 W/m^2) ao longo do inverno. Entretanto nota-se que há uma redução nas amplitudes das variáveis após a união dos grupos S4 e S5. No que se refere ao ciclo anual de ROL, a redução observada na região S5 nas pântadas 26 a 38 refletem no ciclo anual da junção S4 e S5, enquanto que para a precipitação, no inverno (verão) a região S4 possui maiores acumulados do que área S5, isto faz com que a região S4+S5 apresente maiores (menores) acumulados do que S5 (S4). Cerón *et al.* (2021b) mostraram através das médias

anuais e sazonais de precipitação para a BP diferenças entre as regiões mais a leste e oeste, com maiores acumulados nas áreas coincidentes ao grupo S4 e menores sobre a região equivalente a S5, e notaram também os impactos na precipitação associados a topografia.

Vale destacar, ainda que a amplitude do ciclo anual de ROL para a área S4 é de 43,16, para a área S5 é de 29,71, enquanto para a união das duas é de 35,69. Além disso, correlações foram calculadas entre precipitação e ROL também para as três situações, sendo de -0,98 para S4, -0,84 para S5 e de -0,97 para a junção das duas. A correlação entre precipitação e ROL também foi um fator que contribuiu para a decisão do número final de grupos na AS. Assim, tem-se que a etapa correspondente a 6 grupos na região do SMAS é a que melhor representa a distribuição espacial da convecção, logo a precipitação. Na próxima etapa deste trabalho, que é a aplicação da técnica de agrupamento para a área do SMAN análises similares foram utilizadas, para posteriormente efetuar o cálculo das correlações entre as áreas do SMAS e do SMAN.

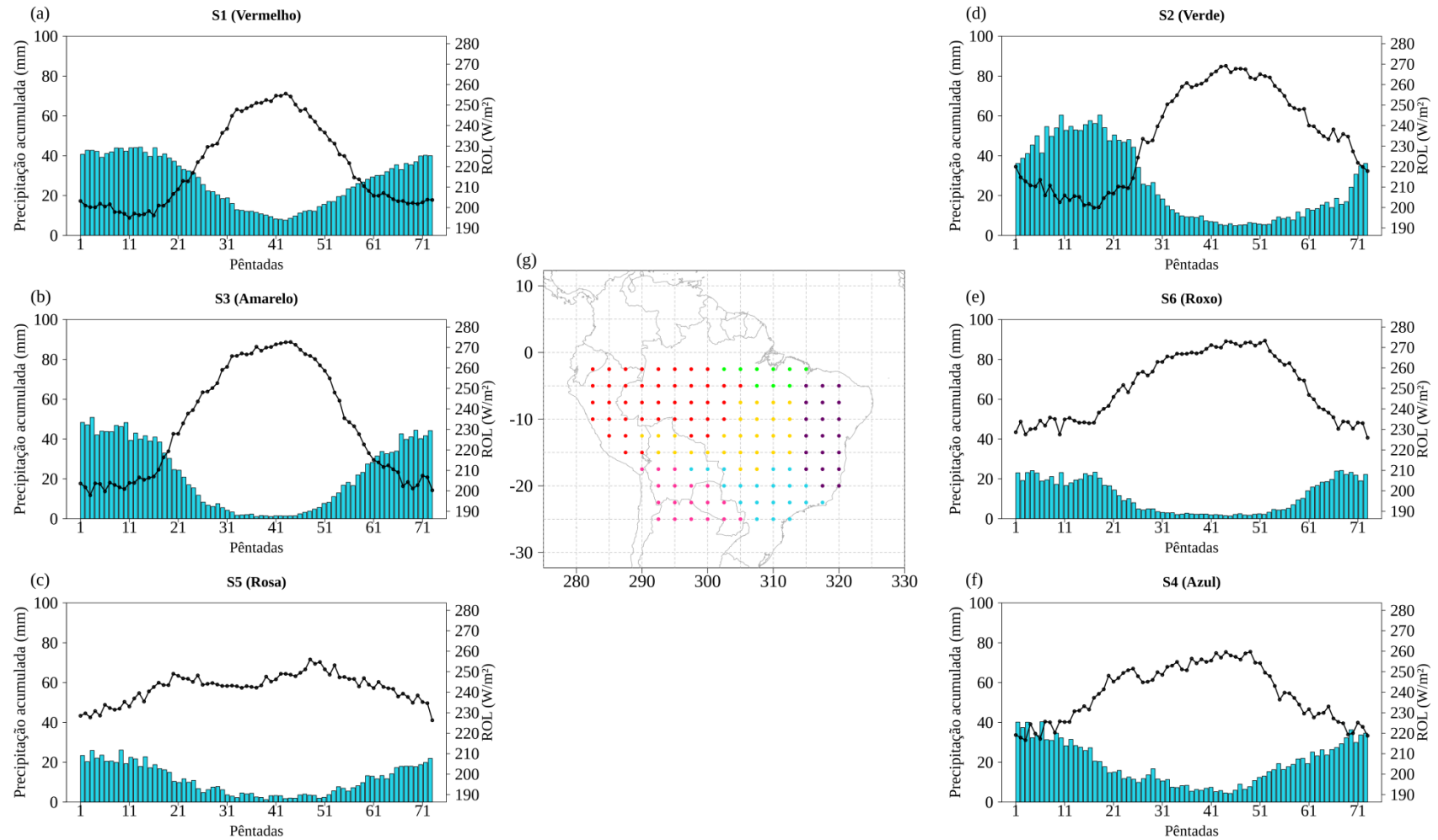


Figura 13 – Ciclo anual da climatologia pentadal de precipitação (mm) de ROL (Wm^2) para cada região selecionada na etapa do agrupamento com 6 grupos (a-f). Em (g) está indicada a distribuição espacial dos grupos. Os pontos marcam a localização dos pontos de grade na resolução dos dados de ROL ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$).

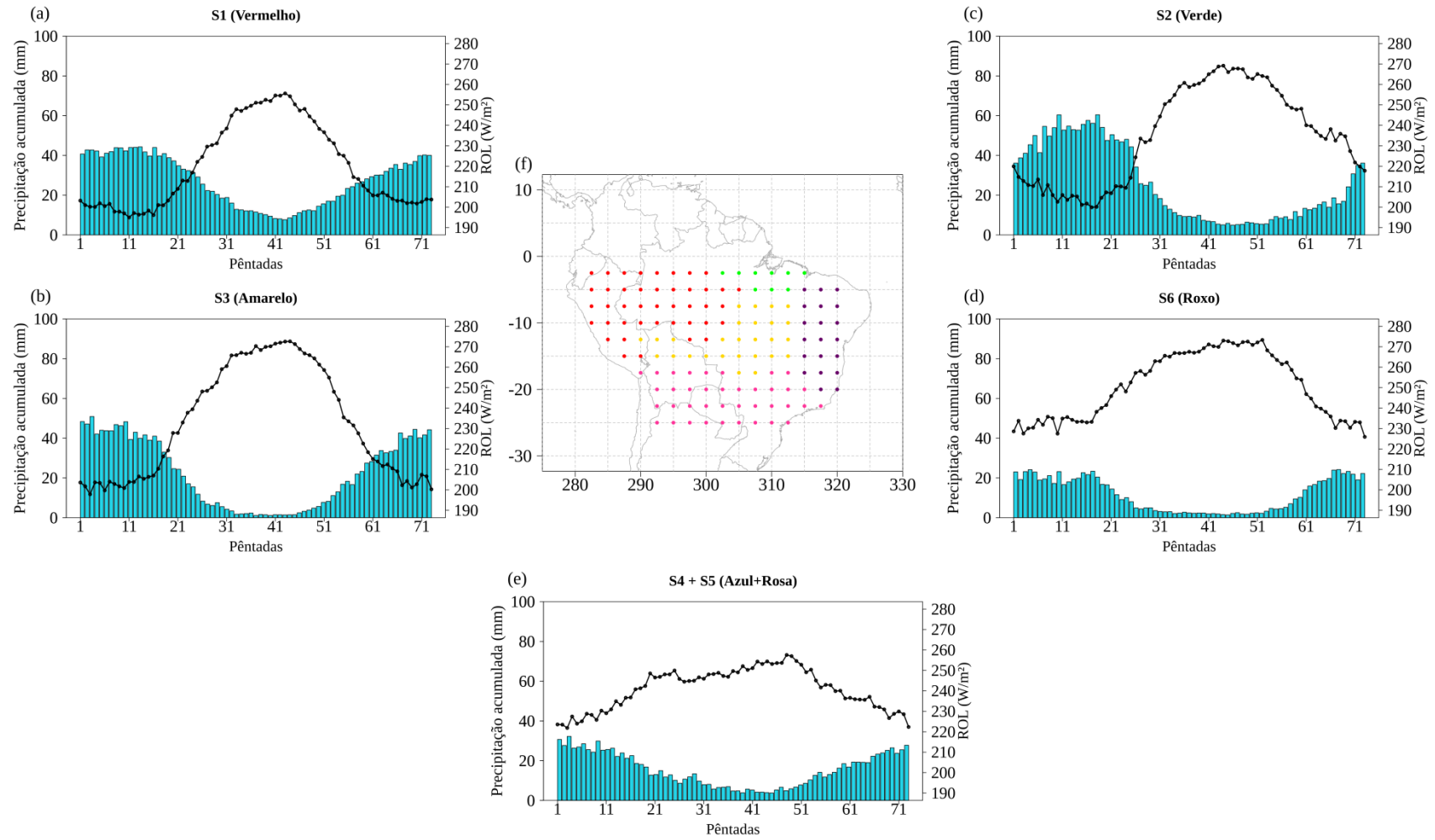


Figura 14 – Idem a Figura 13, mas para a etapa do agrupamento com 5 grupos (a-e).

Assim como foi feito para o SMAS, a análise de agrupamento também foi aplicada para os pontos estabelecidos na região do SMAN, localizados sobre o continente entre 25°N, 2,5°N, 107,5°W e 55°W. A escolha deste domínio seguiu as características estabelecidas por Wang e Ding (2008), além da análise climatológica mensal da convecção no continente Americano, onde mostraram que durante maio a setembro a atividade convectiva se espalha por toda região (Figura C-3 do Anexo C).

O resultado das etapas do agrupamento pode ser visto na Figura 15, em que as etapas que resultam em 6 (N1, N2, N3, N4, N5 e N6) e 5 (N1, N2, N3, N4, N5 + S6) grupos estão destacadas. Do mesmo modo que para o SMAS as áreas foram nomeadas de norte para o sul, para o SMAN os grupos foram identificados da mesma forma como podem ser vistos na Figura 16. Na decisão final de qual etapa finalizar o processo de agrupamento, foram analisados os ciclos anuais juntamente com a correlação de ROL e precipitação para os casos individuais de N5 e N6 e para a junção destes (N5+N6).

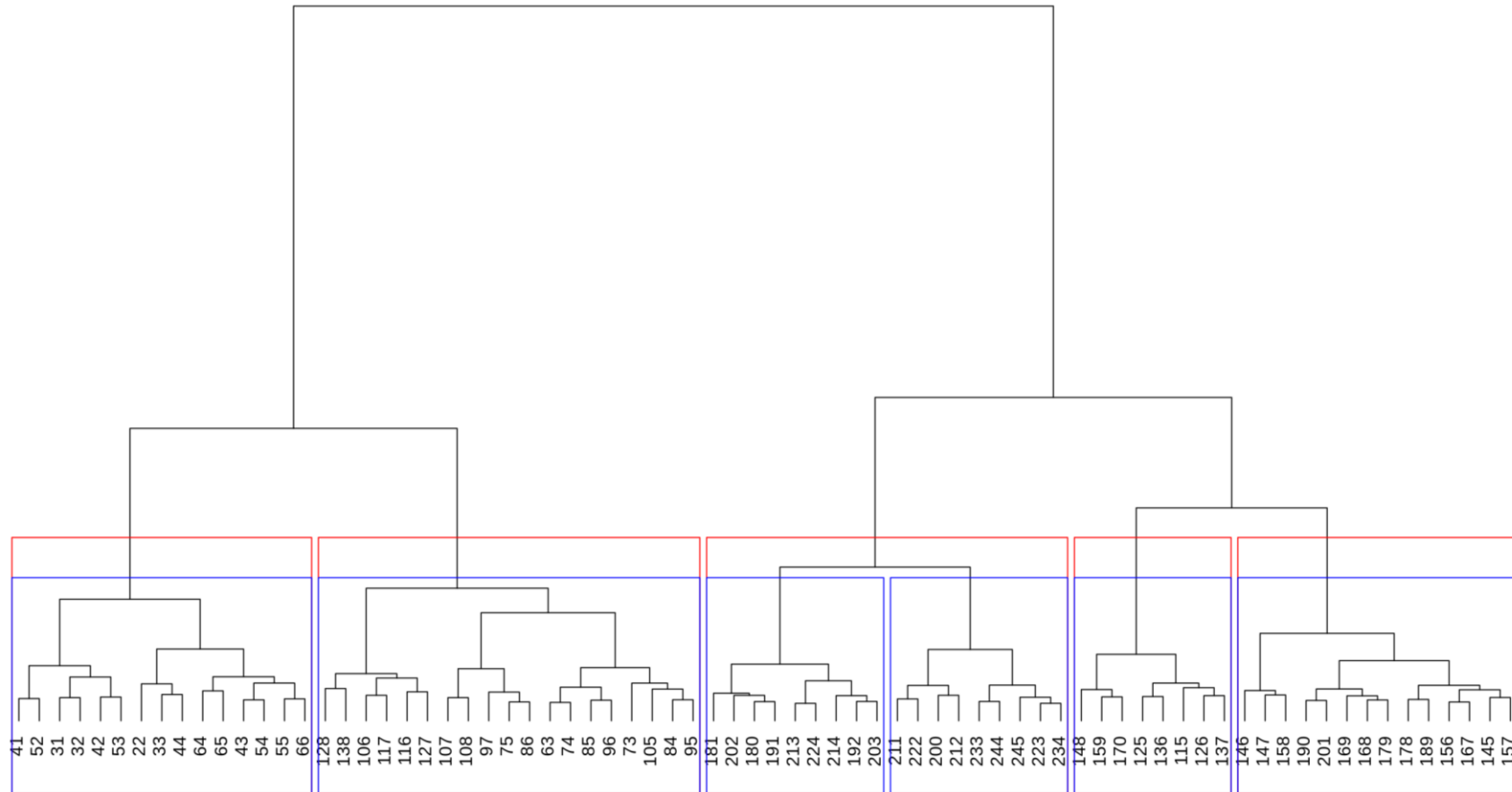


Figura 15 – Dendrograma referente ao agrupamento dos pontos de grade de ROL na região do SMAN. Os valores indicam os pontos unidos na análise de agrupamento; os retângulos vermelhos e azuis mostram respectivamente as etapas com 5 e 6 grupos selecionados. Da esquerda para a direita, em azul, os grupos são: N1, N2, N5, N6, N3 e N4.

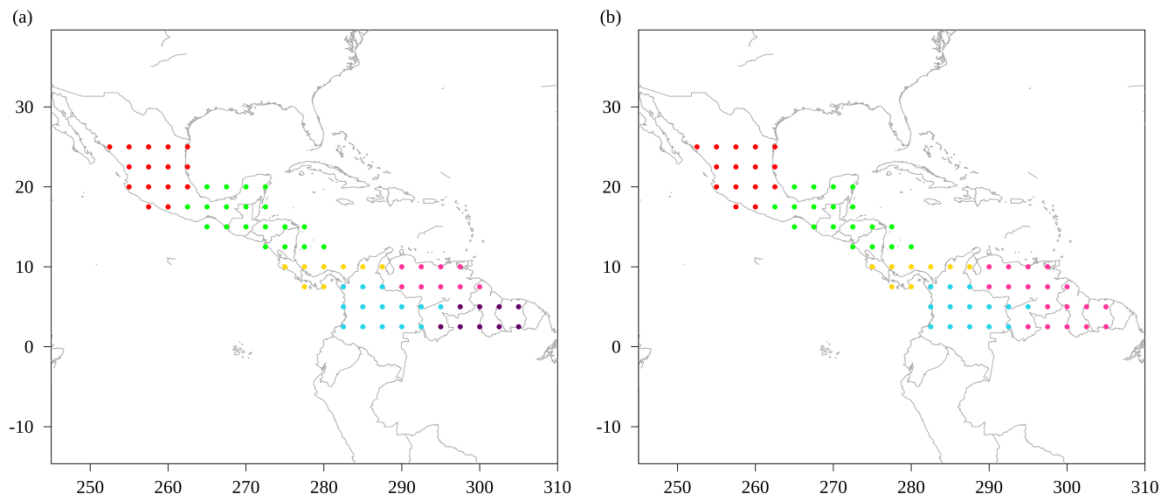


Figura 16 – Distribuição espacial dos grupos selecionados no dendrograma, nas etapas com a) 6 grupos e b) 5 grupos. N1: Vermelho; N2: Verde; N3: Amarelo; N4: Azul; N5: Rosa; N6: Roxo.

Para o SMAN espera-se uma distribuição unimodal das chuvas, ou seja, que a EC ocorra durante o verão boreal, com picos de precipitação nos meses de junho e julho, e a ES no inverno. Entretanto, as regiões N1 (vermelho), N2 (verde), N3 (amarelo) e N4 (azul) apresentam dois picos de precipitação um no início da monção e outro no final, enquanto as áreas N5 (rosa) e N6 (roxo) possuem um ciclo anual de precipitação (Figura 17) mais característico das monções clássicas (unimodal). Condições similares foram identificadas por Magaña *et al.* (1999) e Amador (2008). Da mesma maneira que o comportamento de ROL refletiu as variações das chuvas no SMAS, no SMAN tal variável também apresentou a mesma característica.

O grupo N1 apresentou a menor amplitude de precipitação anual climatológica (31,5 mm) e a segunda menor com relação a ROL ($38,4 \text{ Wm}^{-2}$), visto que dentre todas as outras regiões esta possui a EC menos intensa e de menor duração. Com EC mais longa e amplitudes maiores, o grupo N2 possui comportamento semelhante a esta região e característica monçônica mais bem definida. Em ambas as regiões, no primeiro pico da EC, a convecção é fortalecida de maneira repentina devido ao maior aquecimento continental entre junho e julho que intensifica o gradiente de temperatura e pressão, e faz com que os jatos de baixos níveis do Golfo da Califórnia, do Golfo do México (HIGGINS *et al.*, 1997; ADAMS; COMRIE, 1997) e do Caribe (AMADOR, 2008; MARTINEZ *et al.*, 2019) sejam fortalecidos e, com

isso, transportem mais umidade dos oceanos. Além disso, a forçante orográfica da Cordilheira de Sierra Madre possui papel fundamental.

Com relação ao segundo período de precipitação mais intenso (agosto a outubro) o fator comum entre as regiões N1 e N2 que contribui para tal aumento está relacionado à passagem de ciclones tropicais no Golfo do México, e na costa oeste vindos do Oceano Pacífico (LARSON *et al.*, 2005; BENEDETTO; TREPANIER, 2020). No que se refere apenas a N2, principalmente no setor sul, este segundo pico de agosto-outubro também é devido ao deslocamento da ZCIT em direção ao hemisfério sul e a propagação de ondas de leste como mencionado por Magaña *et al.* (1999) e Martinez *et al.* (2019). De fato, a região N2 (Figura 17d) possui maiores amplitudes de ROL ($57,2 \text{ Wm}^{-2}$) e precipitação (40,2 mm), e maiores acumulados ao longo da EC se comparado com a região N1 (Figura 17a).

A propagação das ondas de leste originadas no Atlântico tropical próximo a África, os movimentos sazonais migratórios da ZCIT e as variações sazonais da Alta pressão Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) são os principais sistemas responsáveis pela regulação do ciclo anual das chuvas e de ROL na AC e noroeste da AS (MAGAÑA *et al.*, 1999; LARSON *et al.*, 2005; POVEDA *et al.*, 2006; AMADOR, 2008; MARTINEZ *et al.*, 2019; BENEDETTO; TREPANIER, 2020). Tais regiões condizem com as áreas obtidas no agrupamento N3, N4 e N5, além do grupo N2 como já mencionado. Os ciclos anuais de N3 e N4 observados na Figura 17 mostram que a EC (ES) em ambas as áreas possui a maior (menor) duração se comparado com as demais regiões, com dois picos de precipitação entre as pênadas de maio-junho e de outubro-novembro, ou seja, durante as estações de transição. Tal condição se deve principalmente à migração norte-sul da ZCIT, como já mencionado.

A EC no noroeste da AS (N4), de abril a novembro, apresenta duração ligeiramente maior que a região N3, mas nas duas áreas os fornecedores de umidade são os jatos de baixos níveis do Chocó (a leste do Pacífico Tropical) e do Mar do Caribe. O jato do Chocó tem em seu ciclo anual apenas um pico de máxima intensidade, de setembro a novembro (SON), enquanto o JBNCA possui dois períodos mais intensos, sendo o primeiro nos meses de verão boreal (JJA) e outro no inverno boreal (DJF; POVEDA; MESA, 1999; 2000; POVEDA *et al.*, 2006; 2014; YEPES *et al.*, 2019; ESPINOZA *et al.*, 2020).

Disto isto, pode-se verificar no ciclo anual de cada região (N3 e N4) que as variáveis, ROL e precipitação, refletem a sazonalidade dos jatos mencionados, pois durante o inverno boreal (DJF), mesmo com o JBNCA fortalecido, o grupo N3 possui baixo volume pluviométrico, enquanto que N4 por estar localizado próximo a região equatorial (mais aquecida) possui intensa convecção, isto faz com que a localidade tenha amplitudes de ROL e precipitação, igual a $42,4 \text{ Wm}^{-2}$ e $35,3 \text{ mm}$ respectivamente, menores do que N3 ($75,6 \text{ Wm}^{-2}$ e $36,0 \text{ mm}$). Por outro lado durante o segundo pico do JBNCA em JJA, a convecção em N3 é favorecida por conta do maior aquecimento solar, o mesmo ocorre em N4. Durante SON com o JBNCA enfraquecido e o jato do Chocó intensificado o transporte umidade do Pacífico leste para as áreas de N3 e N4 associado à transição da ZCIT para o HS, são responsáveis pela efetiva convecção, logo resultam na intensa precipitação anual principalmente da região N4, a qual possui os maiores acumulados anuais de chuva em regiões continentais.

Na etapa seguinte do agrupamento, além das quatro regiões já mencionadas, houve também um grupo formado pela junção das áreas N5 (rosa) e N6 (roxo). Quando analisadas individualmente a precipitação anual, ambas apresentam apenas um período máximo, entretanto em N6 a EC se intensifica entre meados de abril e final de julho, já em N5 a EC possui o início mais tardio com máximos acumulados entre meados de maio e início de agosto. Apesar de serem semelhantes no ciclo anual de precipitação, o comportamento de ROL nos grupos se diferem, o que pode ser observado pelas amplitudes de precipitação e ROL, sendo de $40,7 \text{ mm}$ e $50,3 \text{ Wm}^{-2}$ para N5 e $44,5 \text{ mm}$ e $34,9 \text{ Wm}^{-2}$ para N6, respectivamente.

É possível notar que a região N6 assim como N3 e N4 também se mostra sensível ao deslocamento da ZCIT, pois ao comparar o ciclo anual de ROL das regiões S2, N6 e N5 nesta respectiva ordem é possível notar a migração da ZICT do HS para o HN. Ao longo de março e abril a forte atividade convectiva (mínimos valores de ROL) encontra-se sobre a região S2, posteriormente entre o final de abril e início de junho esta convecção que é associada à ZCIT localiza-se sobre N6, e por fim no mês de junho o sistema em questão causa o aumento da convergência de umidade na região N5. Da mesma maneira a transição de norte para sul também pode ser notada com defasagem das reduções dos valores de ROL entre as pêntadas do outono boreal. Esses dados são consistentes com os resultados encontrados por Poveda *et al.* (2006) e Martinez *et al.* (2019).

Jones (2019), Jiménez-Sánchez *et al.* (2019) e Espinoza *et al.* (2020) mostraram para a região da planície do Orinoco (ou Llanos Venezuelanos), compatível à região N5, que o jato da Bacia do Orinoco que atua sobre o local não apresenta sua máxima intensidade na EC local, mas sim durante a ES, ao contrário das regiões do SMAS e das áreas do centro norte do SMAN, em que os jatos de baixos níveis ocorrem entre o final da primavera e durante o verão. Neste caso, o jato responsável por fornecer umidade para formação das chuvas de verão (Figura 17e) é o JBNCA, e não se localiza sobre o continente, mas sim no mar do Caribe, neste mesmo período encontra-se em sua máxima intensidade (p.e., POVEDA; MESA, 1999; POVEDA *et al.*, 2006; 2014; ESPINOZA *et al.*, 2020).

Logo, verifica-se no ciclo anual que representa a união dos grupos N5 e N6 (Figura 18d) que a variação anual não apresenta fortes modificações de comportamento, porém nota-se que o ciclo anual de ROL apresenta o comportamento mais semelhante ao ciclo anual individual de N5, e os maiores acumulados durante a EC em N6 podem ser percebidos no gráfico (Figura 18d). Com isso a amplitude de ROL para N5+N6 é igual a $40,1 \text{ Wm}^{-2}$, e a amplitude de precipitação é 37,6 mm. Para auxiliar a decisão final da quantidade de grupos, foram calculadas as correlações entre precipitação e ROL das áreas N5, N6 e N5+N6. Para os grupos individuais as correlações foram de -0,89 para N5 e -0,79 para N6, quanto a N5+N6 a correlação passou a ser de -0,86. Estas diferenças na correlação e no ciclo anual de N5+N6 podem ser justificadas pelos valores (e comportamento) de ROL que apresentaram maiores alterações se comparado com a precipitação.

Após todas estas análises, chegou-se ao consenso que a etapa do agrupamento resultante em seis regiões distintas é a que melhor caracteriza as variações espaciais da convecção no SMAN, visto que há diferenças importantes entre as regiões N5 e N6 que devem ser levadas em consideração. Deste modo após estas etapas, as regiões definidas no SMAS e no SMAN foram correlacionadas entre si, com relação às pântadas de precipitação e ROL, a fim de determinar as regiões antissimétricas, para por fim determinar o início e o fim da EC.

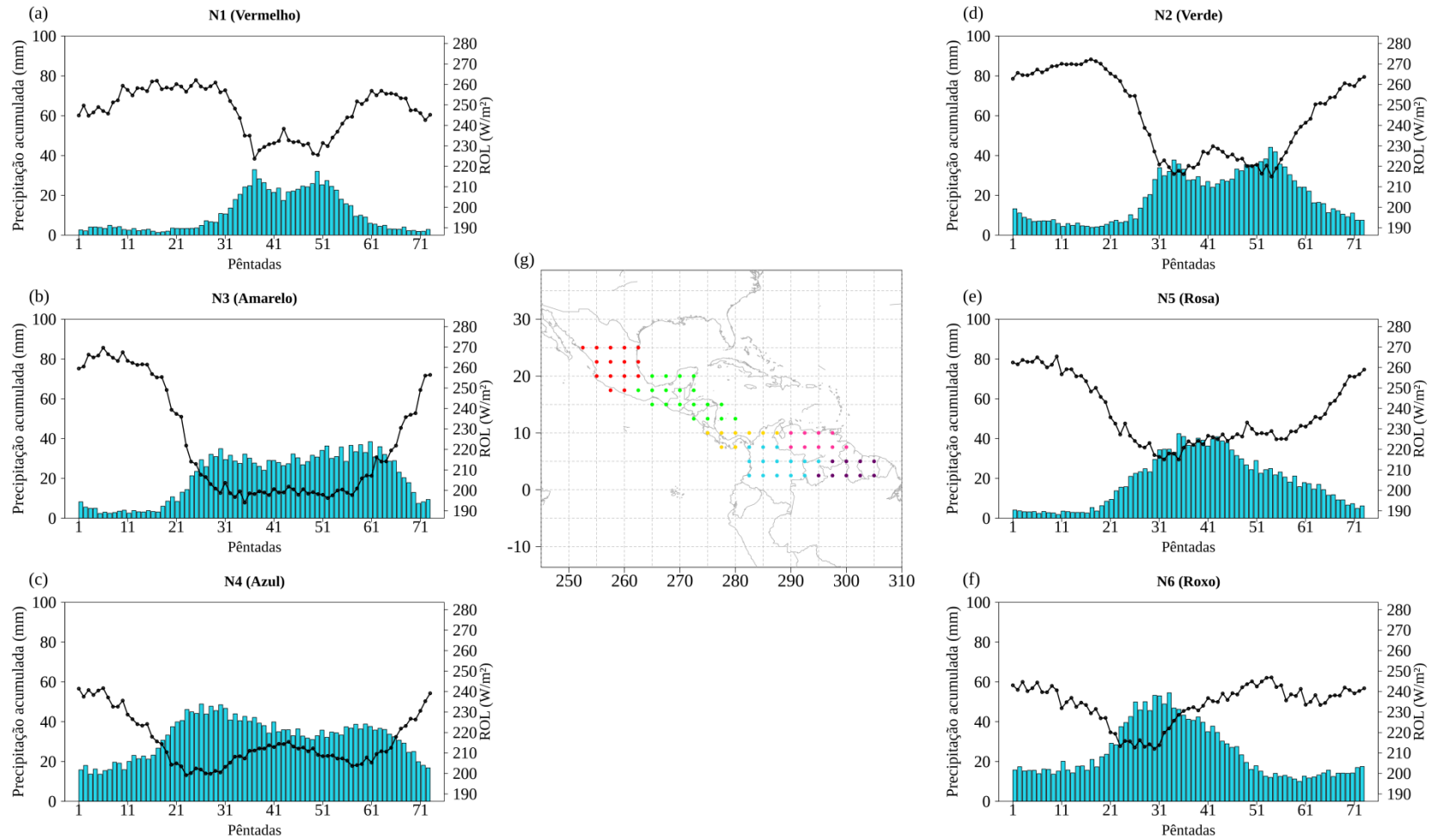


Figura 17 – Ciclo anual da climatologia pentadal de precipitação (mm) e de ROL (Wm^2) para cada região selecionada na etapa do agrupamento com 6 grupos (a-f). Em (g) está indicada a distribuição espacial dos grupos. Os pontos marcam a localização dos pontos de grade na resolução dos dados de ROL ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$).

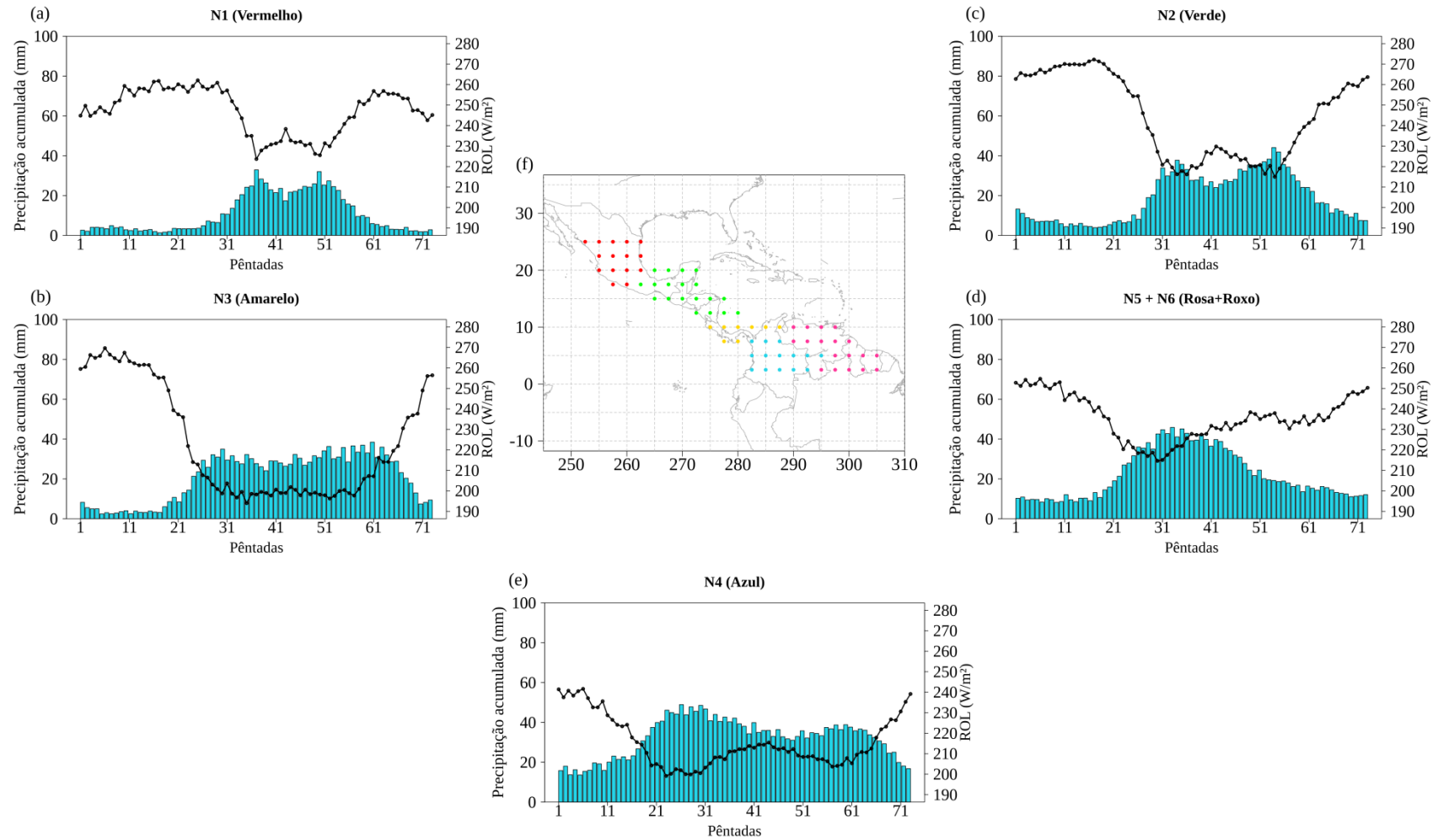


Figura 18 – Idem a Figura 17, mas para a etapa do agrupamento com 5 grupos (a-e).

De modo geral todas as áreas do SMAS e do SMAN apresentaram as características de monção, entretanto algumas mais evidentes do que outras. Portanto as correlações de ROL e precipitação entre os grupos do SMAS e do SMAN foram calculadas para auxiliar as escolhas das áreas antissimétricas, sendo necessárias para a determinação da pântadas de início e fim das estações chuvosas. A correlação linear de Pearson (equação 9) relacionou as séries completas de pântadas de ROL e precipitação de uma área do SMAS com outra localizada no SMAN. Os valores estão indicados nas Tabela 3 e 4 respectivamente.

Conforme esperado, as correlações de ambas as variáveis foram negativas, o que significa que há um comportamento inverso das variáveis entre as regiões, de modo que, quando a convecção aumenta (diminui) na monção da AS ela é suprimida (aumentada) no SMAN. Exceto pela correlação positiva de ROL entre S2 e N6, que apesar da correlação de precipitação ser negativa, a magnitude é próxima de zero. Ou seja, mesmo que o período chuvoso nas duas regiões seja defasado a variável ROL é mais vulnerável ao deslocamento da ZCIT, de forma que o aumento da convecção dado a tal fator ocorra em períodos próximos. Tais considerações foram destacadas nas análises dos ciclos anuais.

As maiores correlações de ROL foram entre todas as áreas do SMAS com as regiões N2, N3 e N5, cerca de -0,6. Isto porque estas regiões apresentam características semelhantes quanto ao comportamento, visto que a ocorrência de forte convecção durante o verão e fraca no inverno implica em maiores amplitudes de ROL. No entanto N3 mostra em seu ciclo anual (Figura 17b) uma EC mais longa (entre abril e início de dezembro) que em N2 e N5, além de ser mais suscetível à atuação da ZCIT (MAGAÑA *et al.*, 1999; POVEDA *et al.*, 2006; AMADOR, 2008). Com isso as correlações da precipitação em N3 com as regiões da AS foram as mais próximas de zero entre -0,4 e -0,2. Tais ponderações foram pertinentes para não considerar a área N3 como antissimétrica de outra região do SMAS.

No que se refere a N1 as correlações de ROL mostradas na Tabela 3 em magnitude são inferiores a 0,4, sendo não significativas estatisticamente com S5. Baixos valores de correlação também foram observados na Tabela 4 referente à precipitação, exceto com a região S1 (-0,53). Porém há diferenças expressivas de duração e acumulado das chuvas na EC de S1 (Figura 13a) e N1 (Figura 17a). Ainda sobre S1, o grupo apresentou fortes correlações de convecção com N2 (-0,64) e N3 (-0,62) e de precipitação com N5 (-0,63), mas conforme já

estabelecido anteriormente, N3 não se enquadra como área antissimétrica, assim a escolha de tal região para S1 se restringiu entre N2 e N5.

Semelhante a S1, os grupos que mais se correlacionaram com S2 e S3 foram N2, N3 e N5, mas dada as relações de N3 com a ZCIT e a longa duração da EC, N2 e N5 se assemelharam mais com S2 e S3. Com relação às regiões N4 e N6, as correlações de ROL e precipitação apresentadas foram baixas com todas as áreas do SMAS, pois também são influenciadas pelo deslocamento sazonal da ZCIT como mostrado por Magaña *et al.* (1999), Poveda *et al.* (2006) e Amador (2008), por exemplo. No SMAS apenas a região S5 apresentou correlação de ROL abaixo de 0,3 em magnitude com todas as áreas do SMAN, ou seja, apesar da precipitação possuir o comportamento similar ao de monção, à convecção mostrou pouca associação com as áreas do SMAN, pois a região é influenciada por sistemas atmosféricos que não pertencem ao SMAS (GAN; RAO, 1994; GARREAUD, 2000; NOGUÉS-PAEGLE *et al.*, 2002; HIRATA; GRIMM, 2015). Deste modo não foi possível verificar uma região antissimétrica a ela, e, assim, as características das ECs, como IEC e FEC não foram determinadas.

Dito isto, as escolhas das áreas antissimétricas para as regiões S1, S2 e S3 ficaram restritas a N2 e N5, quando observadas as influências da ZCIT nos grupos da região do SMAN. Além disto, pode-se observar que nas áreas N2, S2 e S3 há um aumento e redução das chuvas (ou convecção) de forma abrupta, o que não é observado em N5, em S1 este aspecto é notado apenas nos valores de ROL. Portanto foi estabelecido que a região N2 é antissimétrica a S1, S2 e S3 (Figura 19). No que se refere a S4 e S6 as maiores correlações de ROL foram entre N3 e N5, já para precipitação as correlações foram melhores apenas com N5. Verifica-se no ciclo anual que a área N5 tem uma redução das chuvas de maneira mais suave e o início menos abrupto, isto é semelhante ao encontrado nas regiões S4 e S6. Logo, N5 ficou definida como área antissimétrica a S4 e S6 (Figura 19).

Tabela 3 – Correlações de ROL entre as áreas do SMAS com o SMAN. Os valores são estatisticamente significativos ao nível de confiança de 95%. As correlações não significativas estão em negrito. Os valores hachurados em verde correspondem aos maiores valores de correlação com ênfase nas áreas ao sul.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6
N1	-0,349	-0,396	-0,291	-0,139	-0,008	-0,245
N2	-0,649	-0,665	-0,635	-0,374	-0,216	-0,546
N3	-0,623	-0,637	-0,670	-0,443	-0,274	-0,578
N4	-0,227	-0,248	-0,433	-0,338	-0,227	-0,413
N5	-0,513	-0,447	-0,614	-0,430	-0,227	-0,513
N6	-0,025	0,244	-0,191	-0,226	-0,068	-0,086

Tabela 4 - Idem a Tabela 3, mas para precipitação.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6
N1	-0,537	-0,425	-0,468	-0,325	-0,377	-0,347
N2	-0,498	-0,491	-0,433	-0,276	-0,365	-0,339
N3	-0,424	-0,437	-0,379	-0,253	-0,336	-0,270
N4	-0,284	-0,259	-0,445	-0,354	-0,325	-0,318
N5	-0,630	-0,485	-0,609	-0,451	-0,459	-0,425
N6	-0,332	-0,095	-0,463	-0,367	-0,300	-0,293

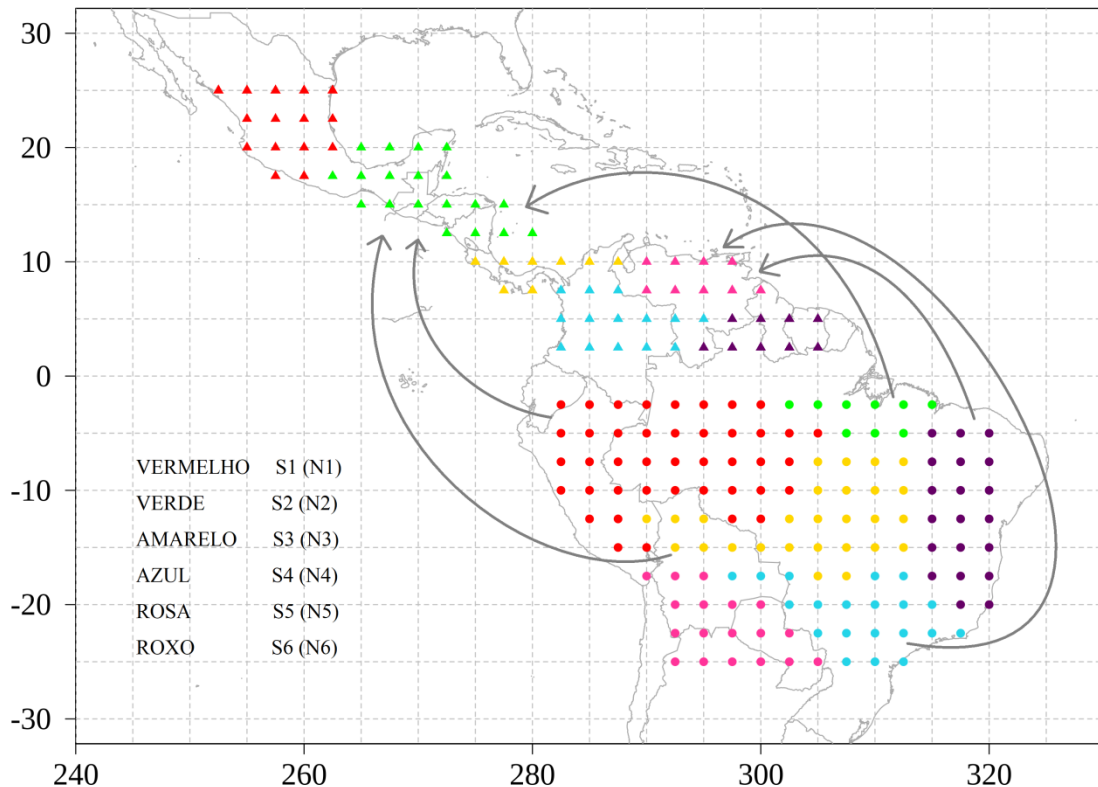


Figura 19 – Regiões do SMAS e do SMAN que apresentam similaridade na convecção entre os pontos do mesmo grupo. As setas indicam as áreas antissimétricas estabelecidas para a aplicação do método de Garcia *et al.* (2016). Os pontos marcam a localização dos pontos de grade na resolução dos dados de ROL (2,5° x 2,5°).

3.3. Análise das principais características associadas às ECs: início, fim, duração e total de precipitação

Os resultados aqui mostrados são referentes às datas de início e fim, duração e TP nas ECs na região de atuação do SMAS. No total foram analisadas 40 ECs no período de 1979 a 2019 por meio da técnica de Garcia *et al.* (2016) aprimorada neste estudo. O método em questão se baseia na mudança de sinal de ROL antissimétrico, porém a técnica descrita por Garcia *et al.* (2016) (referido por GA16) apresentou limitações com relação as áreas antissimétricas ao SMAS, assim este estudo determinou as áreas localizadas no SMAN que apresentam maiores correlações inversas da convecção, bem como características físicas e dinâmicas semelhantes ao encontrado na monção Sul Americana (descrito na seção 3.2), de tal forma que novo método (referido por RolAnt) pôde ser aplicado a toda região do SMAS.

Após o cálculo de ROL antissimétrico para cada região da AS (S1, S2, S3, S4 e S6) com sua respectiva área antissimétrica (Figura 19), foi aplicada a média móvel de três pântadas (MM3) e identificadas as principais características de cada EC, sendo elas as pântadas de início e fim, e duração de cada EC (mostrado nas Tabelas B-1, B-2 e B-3 do Anexo B). O mesmo foi feito utilizando a média móvel de cinco pântadas (MM5). Para os dois casos as pântadas médias das características das ECs são mostradas na Tabela 5, enquanto no diagrama de caixas (Figura 20) é possível comparar as variações das datas encontradas em cada caso.

A evolução da monção iniciada na Amazônia em direção ao sudeste do Brasil evidenciada por Kousky (1988), Marengo *et al.* (2001), Gan *et al.* (2004) e Vera *et al.* (2006) por exemplo, pode ser notada no boxplot (Figura 20) e na Tabela 5. Tanto na aplicação com a MM3 como na MM5 o início médio da fase ativa do SMAS ocorre na região S1 nas pântadas 55 e 56, respectivamente. Em seguida, a convecção é iniciada na região S3 (pântada 58), e se espalha para S4 durante a pântada 58 na MM3 (60 na MM5). A área S2 tem seu início médio na pântada 61, e por fim a última região a iniciar a EC é a S6 na pântada 64 no caso da MM3, e 65 para a MM5.

Com relação ao fim do período chuvoso, as regiões S4 e S6 possuem as mesmas datas em média, sendo para a MM3 na pântada 19 e para a MM5 na pântada 20. Pouco mais de um mês mais tarde a convecção diminui sobre a região S3 na pântada 27, enquanto na região S2 o FEC em média ocorre durante a pântada 29. Já na região S1, tem-se que o FEC se estabelece na pântada 30 (final do outono). Por consequência, a maior duração identificada foi na região S1 com 48 pântadas para a MM3 (47 pântadas para a MM5), seguida das regiões S3 e S2 com 42 e 41 pântadas respectivamente. As áreas S4 e S6 obtiveram os menores períodos de duração da EC com 34 e 28 pântadas cada uma.

Na Figura 20a pode-se notar que a região S4 apresentou a maior diferença no comportamento interanual dos dados, ou seja, a mediana e o Q1 e Q3 ficaram mais distantes entre si nas aplicações com MM3 e MM5. Em S6 as variações foram menores que S4, porém as diferenças entre MM3 e MM5 referentes ao IEC foram menores. Já a região S3 nota-se os menores valores de limites superior e inferior. Com relação às datas de IEC e FEC nas Figuras 20a-b verifica-se que as regiões S1, S2 e S3 apresentaram medianas e quartis semelhantes nas

duas aplicações (MM3 e MM5), ou seja, as datas estabelecidas pelo método RolAnt em ambos os casos não se diferem.

Para cada região, as diferenças entre as datas encontradas utilizando a MM3 e a MM5 (MM3 menos MM5) foram contabilizadas ano a ano (não mostrado), sendo que nas áreas S1, S2, S3 e S4 em aproximadamente 50% das ECs as datas de IEC se diferenciaram em mais ou menos uma pênstada, enquanto as datas de fim do período chuvoso apresentaram maior concordância ente MM3 e MM5. De maneira oposta, na região S6 as diferenças das datas de FEC estabelecidas por MM3 e por MM5 foram mais frequentes do que o observado nas datas de início. Observou-se também que a duração das ECs (Figura 20c) em todas as áreas, até mesmo a região S4, que apresentou as maiores diferenças interanuais entre MM3 e MM5, refletiu o comportamento médio de evolução para a região do SMAS.

As médias móveis foram utilizadas a fim de remover as oscilações inferiores há 25 dias para o caso da MM5, e menores que 15 dias para a aplicação da MM3. De modo geral, em ambas as aplicações as datas médias e medianas apresentadas foram próximas ou iguais, mas ao analisar o boxplot (Figura 20) de IEC é possível notar que nas regiões S4 e S6 os limites inferior e superior, além do primeiro e terceiro quartil são mais distantes do observado nos demais grupos, ou seja, a variação interanual é maior nestas localidades. Cabe destacar que ao identificar as datas de IEC e FEC nas regiões S1, S2, S3 e S4 com a MM3, a série de RolAnt se mostrou sensível às oscilações inferiores a 15 dias ocorridas na primavera, indicando falsos inícios. Por outro lado na região S6 as oscilações tiveram maior impacto no início do outono, quando é estabelecido o FEC. A MM5 também apontou falsos inícios das ECs em todas as regiões, mas de forma menos frequentes (Tabelas B-1, B-2 e B-3), e falsos FEC em S4 e S6 (Tabelas B-2 e B-3), visto que estas duas áreas são mais influenciadas por sistemas atmosféricos não monçônicos (p.e., KOUSKY, 1979; NOGUÉS-PAEGLE *et al.*, 2002; HIRATA; GRIMM, 2015; CERÓN *et al.*, 2021a).

Dito isto, pode-se observar que as regiões com as características monçônicas bem definidas (S1 e S3) apresentaram as menores diferenças nas datas de IEC e FEC nas duas aplicações, e, portanto concordam com GA16 ao mostrar que a MM3 também remove as influências de alta frequência de maneira eficiente. Contudo para as análises seguintes optou-

se pelos resultados obtidos na MM5, pois apresentam menos oscilações nas transições de início e fim das EC, com isso tem-se a série mais suavizada.

Tabela 5 – Tabela de comparação das características médias das EC (início, fim e duração) estabelecidas pelo método RolAnt aplicado com média móvel de três e cinco pêntadas em cada região.

	S1		S2		S3		S4		S6	
	MM3	MM5	MM3	MM5	MM3	MM5	MM3	MM5	MM3	MM5
IEC	55	56	61	61	58	58	58	60	64	65
FEC	30	30	29	29	27	27	19	20	19	20
Duração	48	47	41	41	42	42	34	34	28	28

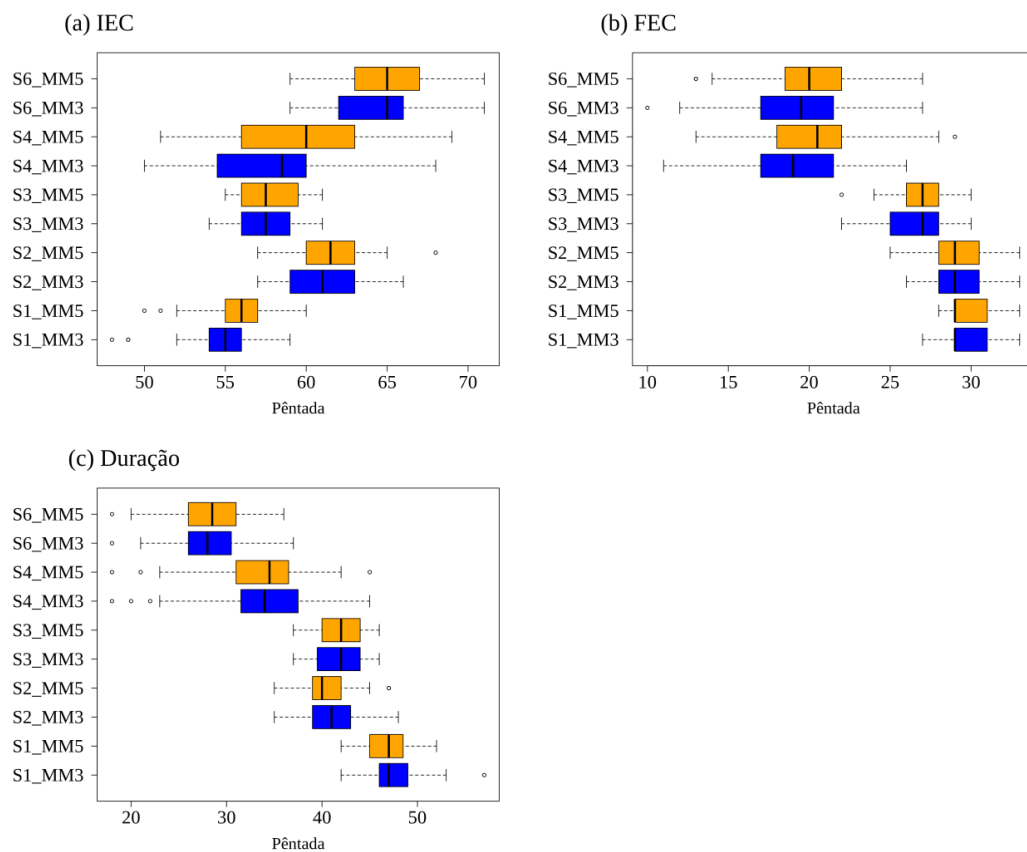


Figura 20 – Boxplot de comparação das características das EC, (a) início, (b) fim e (c) duração, do método RolAnt aplicado com média móvel de cinco e três pêntadas (MM5 e MM3, respectivamente) em cada região.

Depois de analisadas as diferenças e semelhanças entre o método RolAnt aplicado utilizando as MM3 e a MM5, tem-se a precipitação acumulada média nas ECs mostrada na Tabela 6 (o acumulado em cada EC é mostrado na Tabela B-4 do Anexo B) e na Figura 21 complementando as informações de IEC, FEC e duração obtidas na MM5. Nota-se que as regiões com menor duração do período chuvoso apresentam também os menores acumulados, sendo a áreas S4 e S6 com 1014,3 e 626,4 mm respectivamente. De maneira oposta os maiores acumulados foram identificados nas regiões de EC mais longa, porém ao comparar S2 e S3 verificou-se que apesar de S2 possuir uma duração inferior a S3, a precipitação acumulada em média é superior (Tabela 6), e apresenta maior variação interanual (Figura 21d). Tais condições podem ser justificadas pelo fato da região S2 ser influenciada pela ZCIT e ter o suporte de umidade dos oceanos (FIGUEROA; NOBRE, 1990; ESPINOZA *et al.*, 2009; GRIMM, 2011).

As datas de IEC identificadas na região S1 (Tabela B-1) localizada sobre a Amazônia Central e Oeste foram em média na pântada 56, próximas às datas climatológicas determinadas por Marengo *et al.* (2001) e Garcia e Kayano (2009a), pântadas 54 e 53 respectivamente. Diferente destas datas, GA16 e Kousky (1988) determinaram que o período chuvoso na BA inicia-se na pântada 50. As datas de IEC aqui determinadas para S1 também pertencem ao mesmo período identificado da metodologia de Wang e Fu (2002), em que a EC tem início no mês de outubro, mas o FEC das duas técnicas é discordante. Esta metodologia utilizou em seu critério a reversão dos fluxos em baixos níveis da troposfera na porção norte da BA, a qual engloba alguns pontos da região S1. Como visto que o FEC, obtido no método RolAnt mostrou-se ser menos influenciado pelas oscilações de alta frequência, logo na região S1 o FEC (pântada 30) concorda com o verificado em Kousky (1988) e se aproxima de Marengo *et al.* (2001) e GA16.

Como verificado na análise de agrupamento e evidenciado por Souza *et al.* (2000), Liebmann e Marengo (2001) e Espinoza *et al.* (2009), a região Amazônica possui grande variabilidade espacial de precipitação e convecção, logo há diferenças de datas entre os métodos descritos na Tabela 1. Como mostrado anteriormente a convecção apresenta o desenvolvimento na direção Noroeste-Sudeste, logo a região S3 localizada ao sul das bacias Amazônica e Tocantins-Araguaia (corresponde ao COB) possui o início da EC na pântada 58, após o IEC em S1. Este resultado é análogo ao verificado por Gan *et al.* (2004) e Bombardi e

Carvalho (2009), e próximo das pântadas identificadas por Raia e Cavalcanti (2008; pântada 60), Garcia e Kayano (2013, pântada 57) e GA16 (pântada 57), enquanto nas metodologias de Kousky (1988) e Liebmann e Marengo (2001) a EC teve início aproximadamente um mês mais cedo. A respeito do FEC em S3 (pântada 27) apenas a técnica de GA16 (pântada 25) se assemelhou ao verificado neste estudo, nas demais metodologias o fim do período chuvoso se deu entre as pântadas 18 e 20.

Diferente das regiões Amazônica e COB, para o sudeste do Brasil (leste da AS) as técnicas de identificação de IEC e FEC as técnicas utilizadas para comparação são as desenvolvidas por Kousky (1988) e a Bombardi e Carvalho (2009). Onde Kousky (1988) encontrou que a EC é iniciada (encerrada) entre as pântadas 51-58 (15-22), enquanto Bombardi e Carvalho (2009) encontraram o IEC (FEC) entre as pântadas 58-61 (18-20). Semelhante a estes estudos a data média aqui estabelecida para o IEC (FEC) corresponde a pântada 60 (20), sendo que o diagrama de caixas (Figura 21) e a Tabela B-2 mostraram que o intervalo da variação interanual das datas de início e fim coincidiu com os métodos mencionados. No que se refere às áreas S2 e S6, apenas o método de Kousky (1988) determinou o intervalo das datas de IEC e FEC para estas áreas. O IEC (FEC) em S2 varia entre as pântadas 54-70 (27-33), enquanto que em S6 para os pontos localizados mais ao sul tem o início (final) antecipado em relação aos pontos mais ao norte, variando entre as pântadas 54 e 72 (10 e 25). Assim como na região S4 é possível observar que as datas médias para as duas regiões ocorrem nos intervalos determinados por Kousky (1988).

Tabela 6 – Características médias das EC (início, fim, duração e TP) determinadas pelo método RolAnt aplicado com média móvel de cinco pântadas em cada uma das regiões.

	S1	S2	S3	S4	S6
IEC	56	61	58	60	65
FEC	30	29	27	20	20
DURAÇÃO	47	41	42	34	28
TP	1688,0	1639,5	1506,2	1014,3	626,4

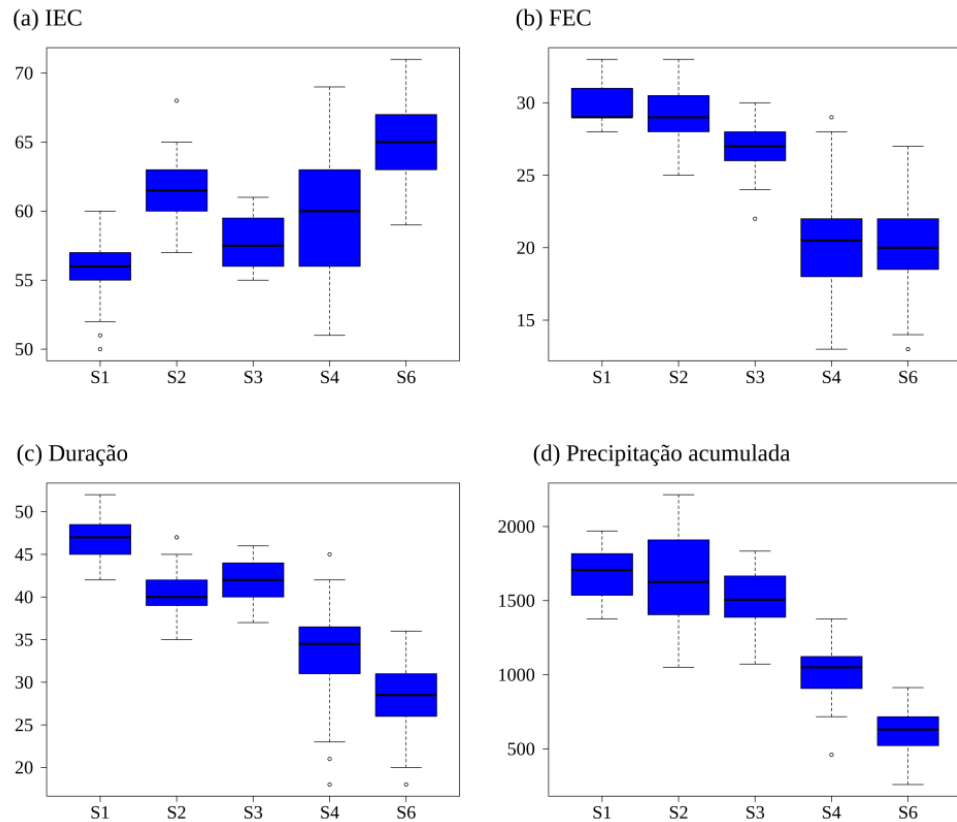


Figura 21 – Boxplot das características das EC, (a) início, (b) fim, (c) duração e (d) precipitação acumulada (TP) determinadas pelo método RolAnt aplicado com média móvel de cinco pênulas em cada uma das regiões.

Visto que algumas metodologias desenvolvidas para detectar o início e o fim das ECs no SMAS coincidem ou se aproximam das datas aqui determinadas, estas foram calculadas utilizando períodos não coincidentes. Deste modo para melhor comparação das datas de IEC e FEC, elas foram comparadas considerando todo o período de 1979-2019 com os dados disponibilizados por Bombardi *et al.* (2019; RADS), referido como BO19. Uma comparação adicional também foi realizada, onde o período e as áreas em comum das metodologias de GA16, BO19 e RolAnt foram selecionadas e dispostas nas Tabelas 8 e 9.

As datas de início e fim das ECs estabelecidas por BO19 foram determinadas a partir da técnica modificada de Liebmann e Marengo (2001), em que se baseiam nas anomalias diárias de precipitação. BO19 aplicaram algumas adaptações com relação às condições de contorno, para o cálculo do FEC e para as ocorrências de *outliers*. Outra adaptação importante realizada por eles foi a aplicação de máscaras em regiões que possuem duas ou três EC no ano.

Na Tabela 7 podem ser observadas as datas médias de IEC, FEC, duração e TP para cada região obtidas nos métodos de RolAnt e BO19. Assim, tem-se que as maiores diferenças entre as técnicas são quanto às datas de IEC, em que para BO19 a região S1 localizada na BA não apresentou um início antecipado (pêntada 61) em comparação a S3 e S4 (pêntada 60), enquanto em estudos anteriores e nos resultados aqui mostrados, o método de RolAnt indicou que a EC inicia-se primeiro na região S1, seguida de S3, S4, S2 e S6, nesta ordem. Contudo, as datas de IEC determinadas por BO19 para S3, S4 e S6 aproximam-se do observado em RolAnt. No que se refere à região S2, seu início ocorreu mais tardio dentre todas as áreas, sendo em média na pêntada 69, e para o RolAnt isto ocorreu na pêntada 61, porém as datas de FEC nas duas metodologias foram próximas com diferença de uma pêntada entre elas, e correspondendo ao verificado no ciclo anual (Figuras 13d e C-3).

Logo, nota-se que a região S2 é a que apresentou a maior diferença entre as datas de início do período chuvoso, o que pode estar associado às adaptações realizadas por BO19, dado que a área está localizada em uma região de transição entre monção e não-monção. Assim nesta área é possível verificar uma mistura de localidades (pontos de grade) em que o aumento da atividade convectiva no início da EC é causado pelo SMAS, enquanto em outras a transição da ZCIT predomina sobre a monção (Figuras 22a e C-1), o que pode ocasionar dois picos de precipitação durante a EC. Como o aumento da precipitação associada ao aumento da convecção possui uma resposta mais lenta se comparada à redução de ambas as variáveis (Figura 13d), o FEC é mais facilmente definido como observado na Figura 22b (Figura C-2 do Anexo C).

Embora S1 também tenha apresentado a segunda maior diferença entre as datas de IEC de BO19 e RolAnt, os fatores atmosféricos que possivelmente contribuíram para tal diferença foram distintos, pois para a região S1, a convecção na EC é devido ao SMAS, já em S2 tanto a monção como a ZCIT interferem na atividade convectiva. Posto isto, o início precoce da EC de acordo com a metodologia de RolAnt (pêntada 56) em relação a BO19 (pêntada 61), pode estar associado à defasagem entre a diminuição de ROL (aumento da convecção) e o aumento da precipitação. De maneira oposta, o FEC utilizando RolAnt ocorreu após a data identificada por BO19 (Tabela 7), prolongando a EC, pois a reciclagem de vapor de água na densa floresta pode ser um dos fatores que explicam esta defasagem entre as metodologias.

O mesmo padrão observado em S1 e S2, também pode ser visto na região S3 (Tabela 7), onde o IEC médio de acordo com BO19 é após a data identificada através do RolAnt, sendo o mesmo aspecto observado no diagrama de caixa (Figura 22a). Com relação ao FEC nota-se também que para BO19 o FEC acontece antes da data identificada pelo método de RolAnt. Portanto tem-se que a duração as ECs em S1, S2 e S3 são menores em BO19 (Figura 22c), visto que o início é atrasado em relação a RolAnt, e o fim adiantado. Em contrapartida, para as Regiões S4 e S6 as datas de IEC e FEC obtidas em BO19 se aproximaram das datas mostradas pelo método de RolAnt, sendo que o mesmo pode ser verificado na Figura 22a-b, em que o intervalo dos *boxplots* são semelhantes, isto refletiu nos períodos de duração da EC com intervalos correspondentes.

Apesar das diferenças de duração principalmente nas regiões S1, S2 e S3, no acumulado de precipitação não houve grandes diferenças. Além disto, ambos os métodos mostraram que os maiores acumulados são verificados em S1 e S2 seguidos das regiões S3, S4 e S6.

Tabela 7 – Comparação das características médias das EC (início, fim, duração e TP) entre os métodos de BO19 e RolAnt considerando todo o período (1979-2019).

	S1		S2		S3		S4		S6	
	RolAnt	BO19	RolAnt	BO19	RolAnt t	BO19	RolAnt	BO19	RolAnt	BO19
IEC	56	61	61	69	58	60	60	60	65	63
FEC	30	25	29	28	27	20	20	18	20	19
DURAÇÃO	47	36	41	31	42	34	34	32	28	30
TP	1688,0	1521,4	1639,5	1565,5	1506,2	1444,2	1014,3	1072,2	626,4	701,0

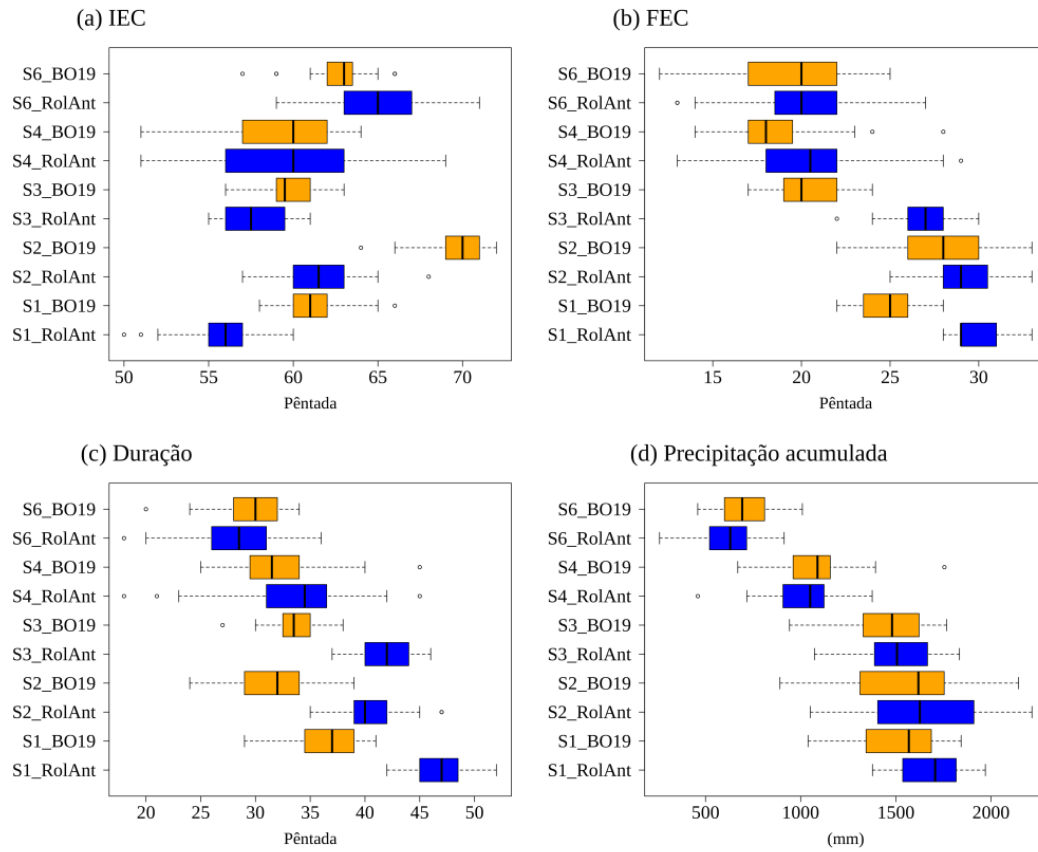


Figura 22 – Boxplot de comparação das características das EC, (a) início, (b) fim, (c) duração e (d) precipitação acumulada (TP), entre os métodos de BO19 e RolAnt considerando todo o período (1979-2019).

Com base nas observações feitas anteriormente, os resultados referentes ao período de 2001 a 2013 (12 ECs) foram selecionados para comparar com as datas de RolAnt e BO19 nas áreas S1 e S3, com a datas de GA16 nas regiões identificadas na Figura 23b, assim complementando a etapa de validação da metodologia de RolAnt. Em GA16 os autores também aplicaram a técnica de ROL antissimétrico nas regiões da Bacia Amazônica Central (BAC) e COB. Porém a área utilizada como antissimétrica a Amazônia Central não foi deslocada para oeste, enquanto que para o COB tal deslocamento foi realizado como sugerido por Garcia e Kayano (2013).

Dito isto nota-se na Tabela 8 que para o período selecionado o IEC em todas as ECs pela metodologia de BO19 foi mais tardio do que o identificado por GA16 e pelo método de RolAnt, e esta indicou o início nas pêntadas após as datas de GA16. Em algumas ECs o IEC das técnicas de RolAnt e GA16 se aproximaram, como em 2003-2004 e 2010-2011, e apenas em 2002-2003 o IEC de RolAnt aproximou-se de BO19. Com relação ao FEC, diferente do

identificado para o período todo de análise, as três técnicas apresentaram datas próximas umas das outras, mas em média para BO19 a Amazônia Central possui o final da EC antecipado comparado às demais. Percebe-se também que em algumas EC GA16 assemelha-se às datas de RolAnt e em outras com BO19, o mesmo acontece com RolAnt, apenas em 2008-2009 que as três metodologias mais se aproximaram.

Quanto ao COB às três técnicas apresentaram datas de IEC mais próximas umas das outras do que para a Amazônia Central, principalmente entre GA16 e RolAnt que obtiveram mesmas datas de IEC em 5 ECs. Ao comparar as datas de FEC verifica-se na Tabela 9 que para BO19 o fim das ECs ocorre em média cerca de 5 a 7 pântadas mais cedo do que o verificado em GA16 e RolAnt. Assim como para as datas de IEC, em 4 ECs das datas de FEC de GA16 e RolAnt concordaram. O fato das metodologias de GA16 e RolAnt serem compatíveis na região do COB, é devido a adaptação sugerida por Garcia e Kayano (2013) de deslocar a áreas antissimétrica para oeste, ou seja, em RolAnt a região antissimétrica a S1 localizadas no SMAN se encontra próxima a áreas definida por GA16.

Portanto a alteração sugerida por Garcia e Kayano (2013) de deslocamento da região antissimétrica, associada à média móvel aplicada de acordo com GA16, tornaram a metodologia aqui descrita mais eficiente e englobando as regiões em que o SMAS atua.

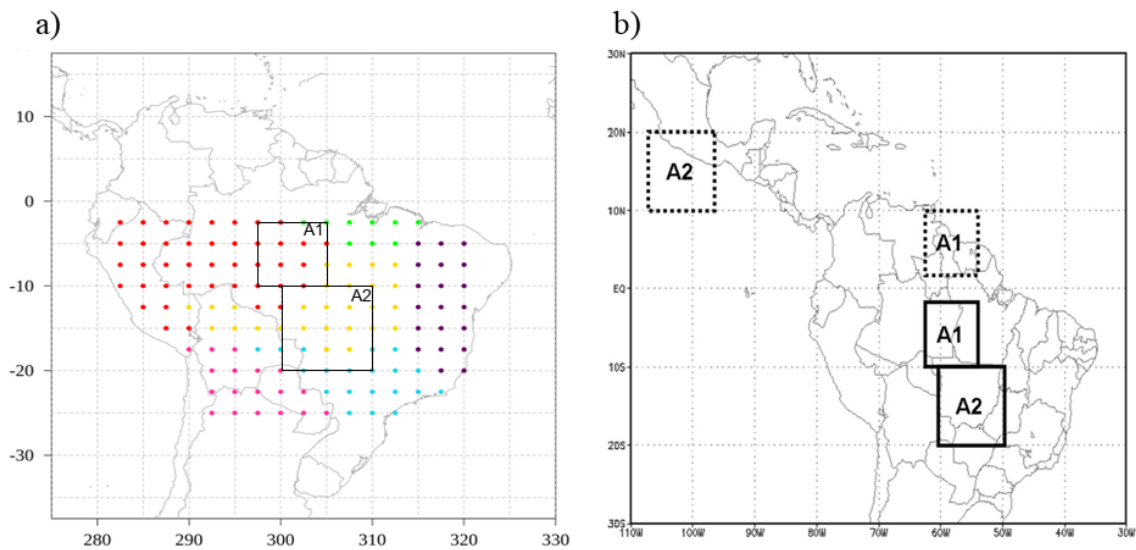


Figura 23 – Áreas de comparação dos métodos RolAnt e Garcia *et al.* (2016). As áreas A1 e A2 no quadro da direita indicam as regiões selecionadas por Garcia *et al.* (2016), e o quadro da esquerda mostra a correspondência entre as áreas de ambos os métodos. A1 delimita a Amazônia central (2,5°S - 10°S, 62,5°W - 55°W) e A2 representa o Centro-Oeste do Brasil (10°S - 20°S, 60°W - 50°W).

Tabela 8 – Comparação das datas de IEC e FEC entre os métodos os métodos RolAnt e Garcia *et al.* (2016) na região da Amazônia central, mostradas na Figura 23, no período comum em ambas as metodologias (2001-2013).

S1 com BAC

EC	IEC			FEC		
	GA16	RolAnt	BO19	GA16	RolAnt	BO19
2001-2002	49	56	61	25	29	27
2002-2003	48	57	60	26	29	28
2003-2004	51	52	62	26	28	25
2004-2005	49	55	59	27	28	23
2005-2006	48	58	62	29	28	24
2006-2007	50	53	60	28	29	25
2007-2008	55	58	62	29	29	24
2008-2009	50	59	62	33	33	27
2009-2010	47	56	64	25	29	23
2010-2011	55	57	63	27	31	23
2011-2012	51	55	65	24	29	22
2012-2013	51	56	65	26	29	24
Média	50,3	56,0	62,1	27,1	29,3	24,6

Tabela 9 – Idem à Tabela 8, mas para a região do Centro-Oeste do Brasil (COB), mostradas na Figura 23.

EC	S3 com COB					
	IEC			FEC		
	GA16	RolAnt	BO19	GA16	RolAnt	BO19
2001-2002	56	56	58	28	28	19
2002-2003	62	59	61	26	26	21
2003-2004	58	59	60	27	26	20
2004-2005	58	58	59	28	26	20
2005-2006	57	60	62	25	26	21
2006-2007	55	55	57	23	26	17
2007-2008	59	60	63	27	28	20
2008-2009	60	61	63	27	30	24
2009-2010	58	56	60	22	22	19
2010-2011	56	57	60	24	28	21
2011-2012	58	58	59	27	27	18
2012-2013	58	58	61	26	27	22
Média	57,9	58,1	60,3	25,8	26,7	20,2

3.4. Análise de tendência linear da precipitação na região do SMAS e identificação de EC mais ou menos intensas

O cálculo da tendência de Mann-Kendall e o estimador de inclinação de Sen foram aplicados nas séries completas de pêntricas de precipitação acumulada em cada uma das seis áreas definidas na análise de agrupamento (seção 3.2). No teste de tendência os valores negativos significativos de Z (Tabela 10) indicam que há tendência de diminuição da precipitação em todas as regiões. Além disto, o estimador de Sen mostra as que regiões S1 e S3 são as áreas que apresentaram as maiores taxas de diminuição da precipitação, e que S5 e S6 possuíram o menor índice de redução.

A análise de regressão linear também apontou uma redução da precipitação em todas as áreas do SMAS como mostrado nas figuras do Anexo D (Figuras D-1 a D-6). Contudo, em trabalhos anteriores, as análises de tendências são verificadas no ponto de vista de eventos extremos de precipitação em escala diária como mostrado por Pascale *et al.* (2019). No estudo citado os autores mostraram que diversos outros trabalhos convergem para resultados

similares, de que nas regiões do SMAS desde meados do século XX há uma tendência positiva de ocorrência de eventos extremos diários de precipitação e, também, um aumento da frequência de dias secos consecutivos, o que tem causado o aumento da irregularidade das chuvas. Embora estes eventos sejam em escala diária, o aumento da frequência destes pode ser refletido na precipitação anual e sazonal.

No que se refere às regiões da Amazônia e nordeste do Brasil, Shimizu *et al.* (2017) verificaram na variabilidade interanual da precipitação de dezembro a maio um aumento linear de eventos extremos secos e redução de eventos úmidos, com isso a precipitação acumulada nas ECs e ao longo do ano tendem a reduzir, visto que as chuvas de monção correspondem a mais da metade da precipitação anual. Espinoza *et al.* (2019) encontraram que durante a primavera (SON) os dias secos consecutivos tem se tornado cada vez mais frequentes no Sul da Amazônia. Logo estes resultados concordam com as tendências negativas significativas observadas tanto da série completa (Tabela 10) como no acumulado durante a EC (Tabela 11) das áreas S1, S2, S3 e S6. Vale destacar a área S1, a qual mostrou a maior taxa de diminuição das chuvas nas pântadas e o segundo maior índice de redução de chuva acumulada nas ECS.

Em todas as regiões foram observadas tendências negativas significativas da precipitação acumulada nas ECS, mas a maior taxa de redução observada foi na região S3, sendo cerca de -12,4 mm de uma EC a outra. O que pode ter sido impactado pela tendência positiva e significativa das datas de IEC, ou seja, a série mostrou que ao longo das estações chuvosas o início tem ocorrido ligeiramente mais tarde. Este atraso do IEC também afetou a duração das ECs, visto que esta apresentou uma diminuição significativa do período chuvoso (Tabela 11). De maneira similar, a região S2 possui uma tendência positiva nas datas de IEC e negativa na precipitação acumulada na EC, porém não apresentou mudanças significativas no que se refere à duração. Resultados semelhantes a estes foram observados por Arias *et al.* (2015), Aguedo *et al.* (2019) e Correa *et al.* (2021).

AS regiões S4 e S5 localizadas sobre a Bacia do Prata também possuem tendências significativas de diminuição das chuvas na série completa de pântadas, porém menos intensas que as demais áreas. Além da tendência negativa na série completa, a área S4 também apresentou uma redução estatisticamente significativa no TP em aproximadamente 5,97 mm a

cada EC, como pode ser notado na Figura 24d. Estas tendências podem ser explicadas pelo aumento de dias secos consecutivos e pela tendência negativa de precipitação total em DJF como identificado por Cerón *et al.* (2021).

Tabela 10 – Análise de tendência de Mann-Kendall e estimador da inclinação de Sen na série completa de pântadas de precipitação entre 1979 e 2019 em cada região. Valores em negrito são estatisticamente significativos a um nível de confiança de 95%.

	S	Z	p-valor	Qmed (inclinação de Sen)
S1	-322286	-5,9033	3,564E-09	-0,00188
S2	-194166	-3,5565	3,758E-04	-0,00104
S3	-291442	-5,3383	9,382E-08	-0,00132
S4	-265271	-4,8589	1,180E-06	-0,00117
S5	-364494	-6,6764	2,449E-11	-0,00096
S6	-270576	-4,9561	7,192E-07	-0,00051

Tabela 11 – Análise de tendência de Mann-Kendall e Sen's slope na série de IEC, FEC, duração e TP das ECs entre 1979 e 2019 (40 ECs) em cada região. Valores em negrito são estatisticamente significativos a um nível de confiança de 95%.

		S	Z	p-valor	Qmed (Sen's slope)
S1	IEC	84	0,9878	0,3232	0,0000
	FEC	-143	-1,7290	0,0838	0,0000
	Duração	-142	-1,6586	0,0972	-0,0556
	TP	-356	-4,1361	0,0000	-11,1648
S2	IEC	172	2,0195	0,0434	0,0588
	FEC	7	0,0718	0,9428	0,0000
	Duração	-154	-1,8005	0,0718	-0,0625
	TP	-188	-2,1787	0,0294	-10,9190
S3	IEC	185	2,1822	0,0291	0,0528
	FEC	-123	-1,4515	0,1466	0,0000
	Duração	-195	-2,2860	0,0223	-0,0714
	TP	-428	-4,9750	0,0000	-12,4027
S4	IEC	-51	-0,5868	0,5574	0,0000
	FEC	-14	-0,1530	0,8784	0,0000
	Duração	68	0,7849	0,4325	0,0455

S6	TP	-202	-2,3419	0,0192	-5,9729
	IEC	167	1,9507	0,0511	0,0817
	FEC	-52	-0,5990	0,5492	0,0000
	Duração	-156	-1,8147	0,0696	-0,1000
	TP	-284	-3,2972	0,0010	-7,1488

Continuação da tabela.

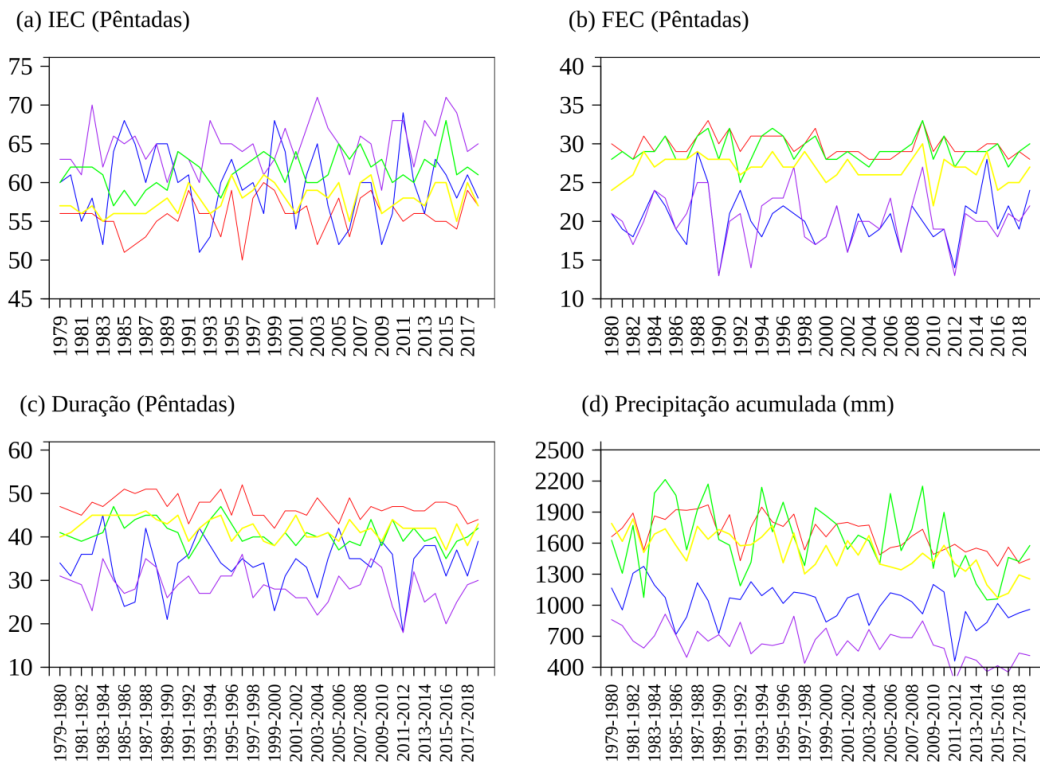


Figura 24 – Série completa das datas de (a) IEC e (b) FEC e (c) duração e (d) precipitação acumulada (TP) nas 40 ECs no período de 1979 a 2019, determinado pelo método RolAnt, em cada uma das regiões: S1 (linha vermelha), S2 (linha verde), S3 (linha amarela), S4 (linha azul) e S6 (linha roxa).

Depois de verificado se há presença de tendências negativas nas séries completas de pêntadas de precipitação e nos acumulados durante as ECs, foram identificados os verões mais e menos intensos (EI⁻ e EI⁺, respectivamente). As séries dos acumulados mensais de precipitação de dezembro do ano x a fevereiro do ano x+1 são mostradas para cada região considerando a presença da tendência na série (Figura 25) e com a tendência removida (Figura 26). Nessas séries, a técnica de quartis foi aplicada para identificação do evento de

precipitação intenso (EI) através do primeiro e terceiro quartil (Q1 e Q3, respectivamente), sendo EI^- e EI^+ , respectivamente.

Logo, a Figura 25 mostra as séries dos acumulados de precipitação em DJF, assim como os valores dos quartis identificados. As datas do EI são mostradas na Tabela 12 e nas Figuras 27 e 28 para os casos com e sem tendência, respectivamente. O período analisado compreende a 40 estações chuvosas, sendo a primeira 1979-1980 e a última em 2018-2019, portanto foram identificadas as 10 EC menos intensas e as 10 EC mais intensas. Em todas as áreas são nítidas as tendências negativas do TP identificadas na Tabela 11. Pode-se notar que nas últimas 10 ECs os eventos menos intensos foram muito mais frequentes do que no restante do período. Quando a tendência é removida, os eventos mais e menos intensos ficam mais bem distribuídos em toda a série. Vale ressaltar que a análise da série com (sem) tendência linear foca em aspectos associados à mudança (variabilidade) do clima.

É possível observar que na área S1, localizada no noroeste da área de estudo, os valores dos acumulados variam de 600 a 880 mm, e que 7 dos 10 EI^- são observados entre 2004 e 2019, e enquanto 7 dos 10 EI^+ ocorreram 1980 e 1989. Ao remover a tendência (Figura 26) estes eventos ficam mais distribuídos na série, sendo que entre 1984 e 1991, não houve nenhuma ocorrência de precipitação acima de Q3 e abaixo de Q1. No que se refere à região S2, na região norte do Brasil, tem-se que a variação entre máximos e mínimos é maior quem em S1, apresentando valores próximos a 450 até 1125 mm (Figura 25). Para essa área, os extremos superiores de chuva encontram-se nos anos iniciais do período de estudo, sendo o último ocorrido na EC de 2005-2006, enquanto as últimas oito ECs apresentam quatro eventos de déficit de chuva, considerando a série com tendência (Figura 25). Semelhante ao observado em S1, nesta região os EI também foram identificados de maneira mais esparsa, não sendo verificado nenhum período com maior ocorrência, contudo pode-se observar que em oito (cinco) EI^- (EI^+) foram simultâneos nas regiões S1 e S2.

Na Figura 25 a série de acumulados em DJF de precipitação que ilustra o grupo S3, também apresenta tendência de diminuição da chuva ao longo dos anos, assim como observado na análise de tendência de Mann-Kendall. Nota-se que no período de 1991 a 1995 quatro eventos mais intensos positivos foram consecutivos, sendo que os dois últimos também são verificados na série sem tendência. Além disto nota-se na Figura 27 que o último EI^+

ocorreu em 2003-2004 e após esta EC sete EI⁻ foram observados, mas ao analisar a Figura 28 nota-se que apenas os três últimos EI⁻ se repetiram na série sem tendência. A variação de máximos e mínimos também é alta nessa região devido à intensa variação sazonal da precipitação, sendo observados acumulados pouco acima dos 500 mm, enquanto outros próximos a 1125 mm.

No que concerne à região S4 (Figura 25), que abriga parte das regiões sul e sudeste do Brasil, tem-se que a mesma apresenta os EI⁺ mais distribuídos no período de estudo referente à série com tendência, porém o último evento ocorreu em 2006-2007, a partir desta data são verificados sete eventos de seca nas últimas oito ECs. Ao remover a tendência quatro destes EI⁻ também são identificados, e no período de 1993 a 2004 nenhum EI⁻ ocorreu. Nessa região, o menor valor encontrado na série é próximo a 370 mm e o maior é superior a 750 mm. Para S4 é nítida a diminuição dos valores de acumulados em DJF a partir do ano de 2011 nas duas séries com e sem tendência. Além disso, dois períodos com menores acumulados são destacados nas Figuras 25 e 26, porém na série com a tendência removida é mais evidente, um de 1980 a 1988 e outro de 2011 a 2019. Vale destacar que os baixos valores nas ECs de 2013-2014 e 2014-2015 observados no segundo período de déficit hídrico, foram devido a sistemas de alta pressão anômalos formados em cada EC, sendo mais intenso na EC de 2013-2014 (MARENGO *et al.*, 2015; NOBRE *et al.*, 2016). Os baixos valores de precipitação encontrados nestes períodos geraram uma crise hídrica na região a qual teve impactos em todos os setores econômicos e no abastecimento da população.

Os menores valores climatológicos de precipitação foram observados no grupo S5 e, assim, essa característica pode ser notada na série de acumulados de DJF na região, sendo os valores de precipitação de 260 mm a 500 mm, aproximadamente, os mínimos e máximos em todo o período de estudo. Vale destacar dois períodos que apresentaram maiores frequências de EI secos na série sem tendência, o primeiro de 1997 a 2002 (com quatro EI⁻) e outro mais recente de 2008 a 2019 (com cinco EI⁻), sendo que o primeiro período também é observado na série com tendência. No que se refere aos EI de excesso de precipitação, estes foram mais distribuídos até 2008 nas Figuras 25 e 27, e até 2018 nas figuras que correspondem à série sem tendência. No entanto, no período de 1984 a 2009, todos os EI⁺ e todos os eventos abaixo do Q1 (exceto em 1988-1989) foram identificados em ambas as séries.

A região S6 possui os EI menos intensos do que as regiões mencionadas anteriormente, já que o Q1 tem o valor de 316,69 mm. Os EI de precipitação abaixo (acima) do Q1 (Q3) são distribuídos de forma mais irregular (regular) em todo o período com tendência. No que aos EI⁺ nove dos dez casos identificados na série com tendência também são observados ao removê-la. A variação entre máximos e mínimos é de 250 mm a 725 mm aproximadamente, e é nítida a tendência negativa de precipitação desde 2004. Os períodos das ECs entre 1992-1993 a 1998-1999 também apresentaram acumulados próximos ao Q1, sendo estes dois intervalos verificados em ambas as séries. Como a região abrange os estados de Minas Gerais, Bahia, Piauí e Maranhão (com maior variação de precipitação no sentido meridional), os eventos intensos nas ECs de 2013-2014 e 2014-2015 podem ter tido influência do sistema de alta pressão anômalo formado sobre o Sudeste do Brasil que inclui Minas Gerais (MARENGO *et al.*, 2015; NOBRE *et al.*, 2016) como identificado da região S4, e os sete anos (2011 a 2017) de déficit hídrico na região S6 correspondem ao severo período de seca ocorrido no NEB que gerou sérios impactos ambientais, sociais e econômicos na região (MARENGO *et al.*, 2018; JONG *et al.*, 2018; MARIANO *et al.*, 2018).

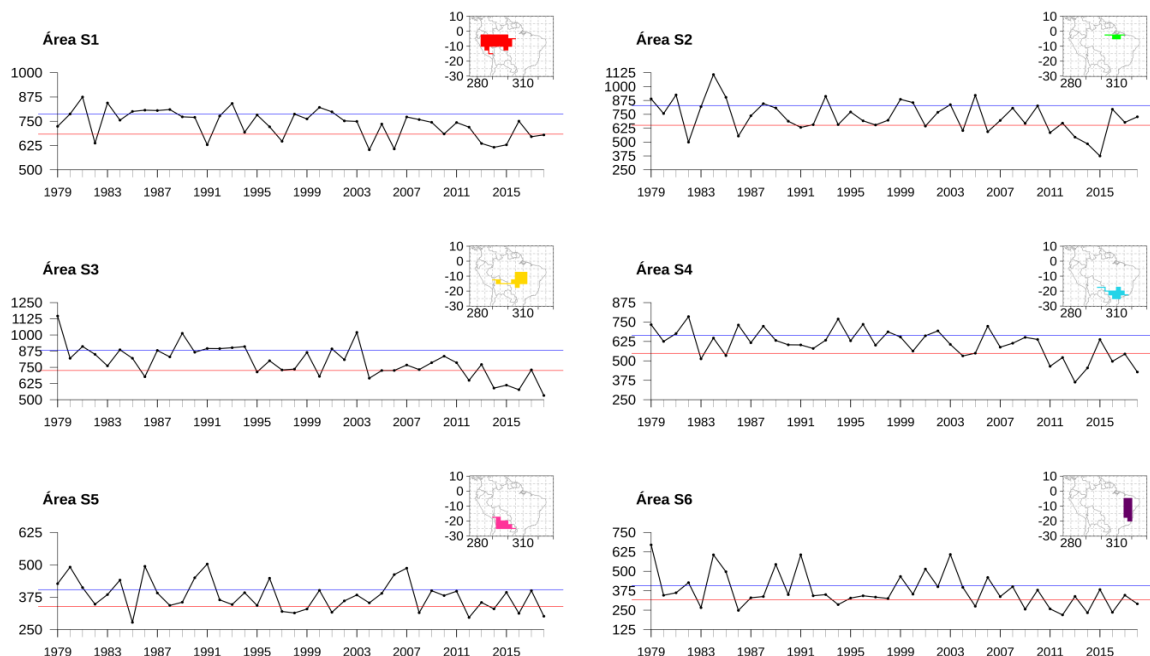


Figura 25 – Série de acumulado de precipitação nos meses de dezembro do ano x a fevereiro do ano x+1, com tendência, referente à cada uma das regiões (indicadas no mapa). Linhas horizontais azuis indicam o terceiro quartil (75%), e as linhas vermelhas marcam o primeiro quartil (25%). Os pontos acima e abaixo das linhas dos quartis são as ECs mais e menos intensas, respectivamente.

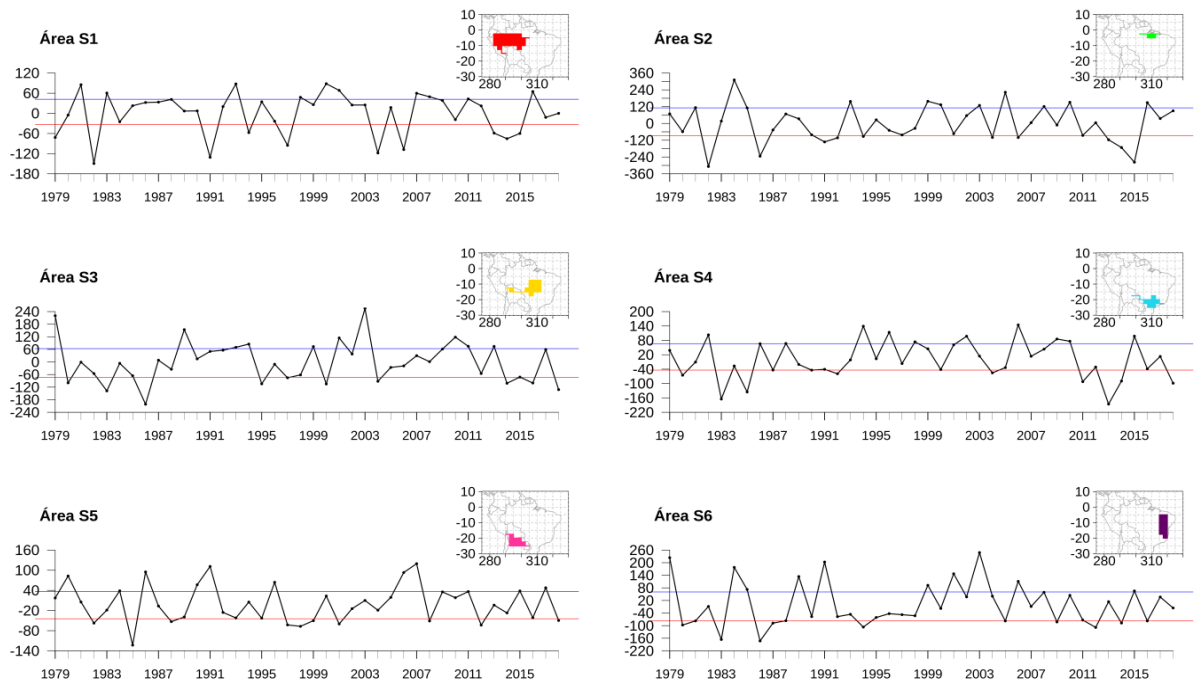


Figura 26 – Idem à Figura 25, mas com as séries sem tendência.

Tabela 12 – EC mais e menos intensas nas regiões selecionadas no agrupamento durante os meses de dezembro (ano x) a fevereiro (ano x+1). O 1º quartil (Q1) indica as ECs mais secas e o 3º quartil (Q3) indica as ECs com precipitação mais intensa. O total é de 10 eventos relacionados ao 1º e 3º quartil. Os valores e datas em preto (vermelho) referem-se aos EI identificados na série com (sem) tendência.

		1982-1983/ 1991-1992/ 1997-1998/ 2004-2005/ 2006-2007/ 2013-2014/ 2014-2015/ 2015-2016/ 2017-2018/ 2018-2019
	Q1 = 683,50 mm	
	-33,16	1979-1980/ 1982-1983/ 1991-1992/ 1994-1995/ 1997-1998/ 2004-2005/ 2006-2007/ 2013-2014/ 2014-2015/ 2015-2016
S1		
	Q3 = 787,07 mm	1980-1981/ 1981-1982/ 1983-1984/ 1985-1986/ 1986-1987/ 1987-1988/ 1988-1989/ 1993-1994/ 2000-2001/ 2001-2002
	41,97	1981-1982/ 1983-1984/ 1993-1994/ 1998-1999/ 2000-2001/ 2001-2002/ 2007-2008/ 2008-2009/ 2011-2012/ 2016-2017
	Q1 = 651,50 mm	1982-1983/ 1986-1987/ 1991-1992/ 2001-2002/ 2004-2005/ 2006-2007/ 2011-2012/ 2013-2014/ 2014-2015/ 2015-2016
S2		
	-87,42	1982-1983/ 1986-1987/ 1991-1992/ 1992-1993/ 1994-1995/ 2004-2005/ 2006-2007/ 2013-2014/ 2014-2015/ 2015-2016

	Q3 = 829,15 mm	1979-1980/ 1981-1982/ 1984-1985/ 1985-1986/ 1988-1989/ 1993-1994/ 1999-2000/ 2000-2001/ 2003-2004/ 2005-2006
	111,40	1981-1982/ 1984-1985/ 1993-1994/ 1999-2000/ 2000-2001/ 2003-2004/ 2005-2006/ 2008-2009/ 2010-2011/ 2016-2017
<hr/>		
	Q1 = 725,68 mm	1986-1987/ 1995-1996/ 2000-2001/ 2004-2005/ 2005-2006/ 2012-2013/ 2014-2015/ 2015-2016/ 2016-2017/ 2018-2019
	-72,89	1980-1981/ 1983-1984/ 1986-1987/ 1995-1996/ 1997-1998/ 2000-2001/ 2004-2005/ 2014-2015/ 2016-2017/ 2018-2019
S3		
	Q3 = 881,85 mm	1979-1980/ 1981-1982/ 1984-1985/ 1989-1990/ 1991-1992/ 1992-1993/ 1993-1994/ 1994-1995/ 2001-2002/ 2003-2004
	63,52	1979-1980/ 1989-1990/ 1993-1994/ 1994-1995/ 1999-2000/ 2001-2002/ 2003-2004/ 2010-2011/ 2011-2012/ 2013-2014
<hr/>		
	Q1 = 548,03 mm	1983-1984/ 1985-1986/ 2004-2005/ 2011-2012/ 2012-2013/ 2013-2014/ 2014-2015/ 2016-2017/ 2017-2018/ 2018-2019
	-43,96	1980-1981/ 1983-1984/ 1985-1986/ 1990-1991/ 1992-1993/ 2004-2005/ 2011-2012/ 2013-2014/ 2014-2015/ 2018-2019
S4		
	Q3 = 664,99 mm	1979-1980/ 1981-1982/ 1982-1983/ 1986-1987/ 1988-1989/ 1994-1995/ 1996-1997/ 1998-1999/ 2002-2003/ 2006-2007
	66,33	1982-1983/ 1988-1989/ 1994-1995/ 1996-1997/ 1998-1999/ 2002-2003/ 2006-2007/ 2009-2010/ 2010-2011/ 2015-2016
<hr/>		
	Q1 = 339,76 mm	1985-1986/ 1997-1998/ 1998-1999/ 1999-2000/ 2001-2002/ 2008-2009/ 2012-2013/ 2014-2015/ 2016-2017/ 2018-2019
	-44,47	1982-1983/ 1985-1986/ 1988-1989/ 1997-1998/ 1998-1999/ 1999-2000/ 2001-2002/ 2008-2009/ 2012-2013/ 2018-2019
S5		
	Q3 = 404,25 mm	1979-1980/ 1980-1981/ 1981-1982/ 1984-1985/ 1986-1987/ 1990-1991/ 1991-1992/ 1996-1997/ 2006-2007/ 2007-2008
	36,92	1980-1981/ 1984-1985/ 1986-1987/ 1990-1991/ 1991-1992/ 1996-1997/

2006-2007/ 2007-2008/ 2015-2016/ 2017-2018

Q1 = 316,69 mm	1983-1984/ 1986-1987/ 1994-1995/ 2005-2006/ 2009-2010/ 2011-2012/ 2012-2013/ 2014-2015/ 2016-2017/ 2018-2019
-77,36	1980-1981/ 1983-1984/ 1986-1987/ 1987-1988/ 1994-1995/ 2005-2006/ 2009-2010/ 2012-2013/ 2014-2015/ 2016-2017
S6	
Q3 = 407,82 mm	1979-1980/ 1982-1983/ 1984-1985/ 1985-1986/ 1989-1990/ 1991-1992/ 1999-2000/ 2001-2002/ 2003-2004/ 2006-2007
60,58	1979-1980/ 1984-1985/ 1985-1986/ 1989-1990/ 1991-1992/ 1999-2000/ 2001-2002/ 2003-2004/ 2006-2007/ 2015-2016

Continuação da tabela.

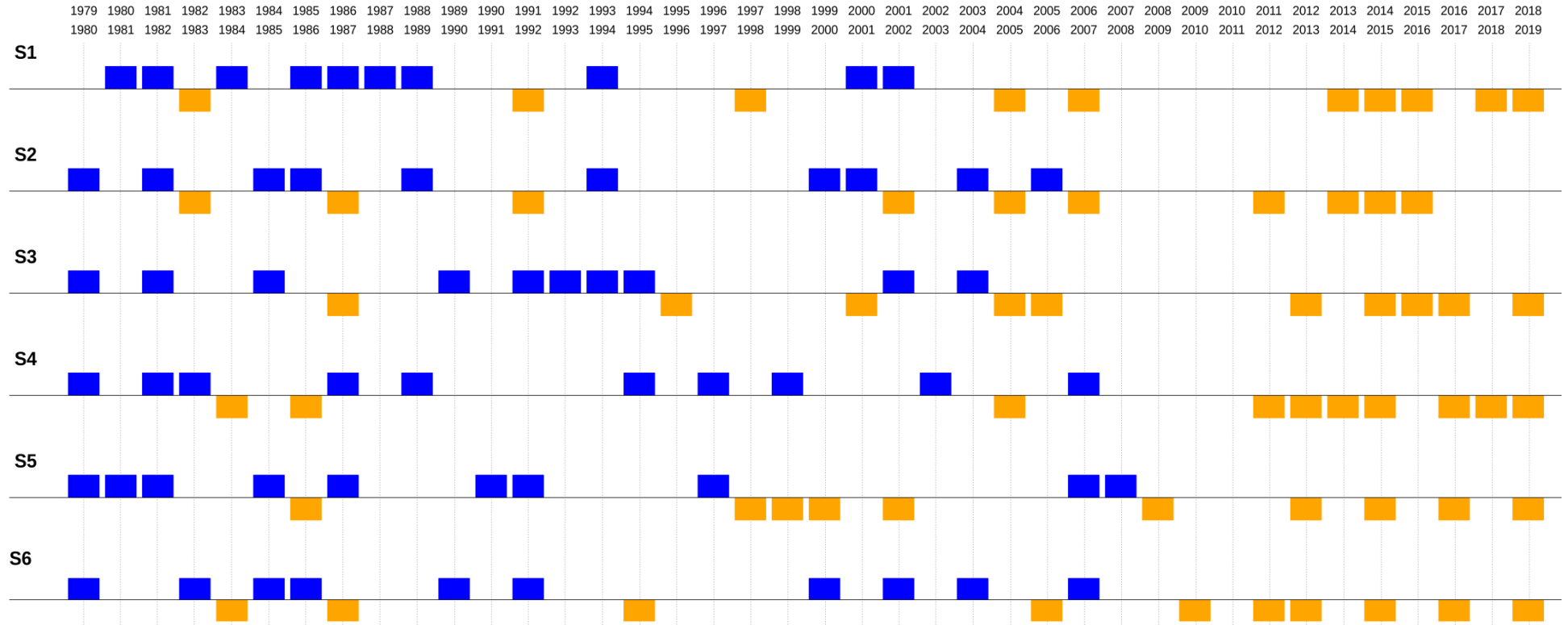


Figura 27 – Linha do tempo indicando as ECs mais e menos intensas em cada região das séries com tendência. Em azul estão as ECs mais intensas (precipitação acumulada em DJF maior que o Q3) e em amarelo estão as ECs menos intensas (precipitação acumulada em DJF menor que o Q1).

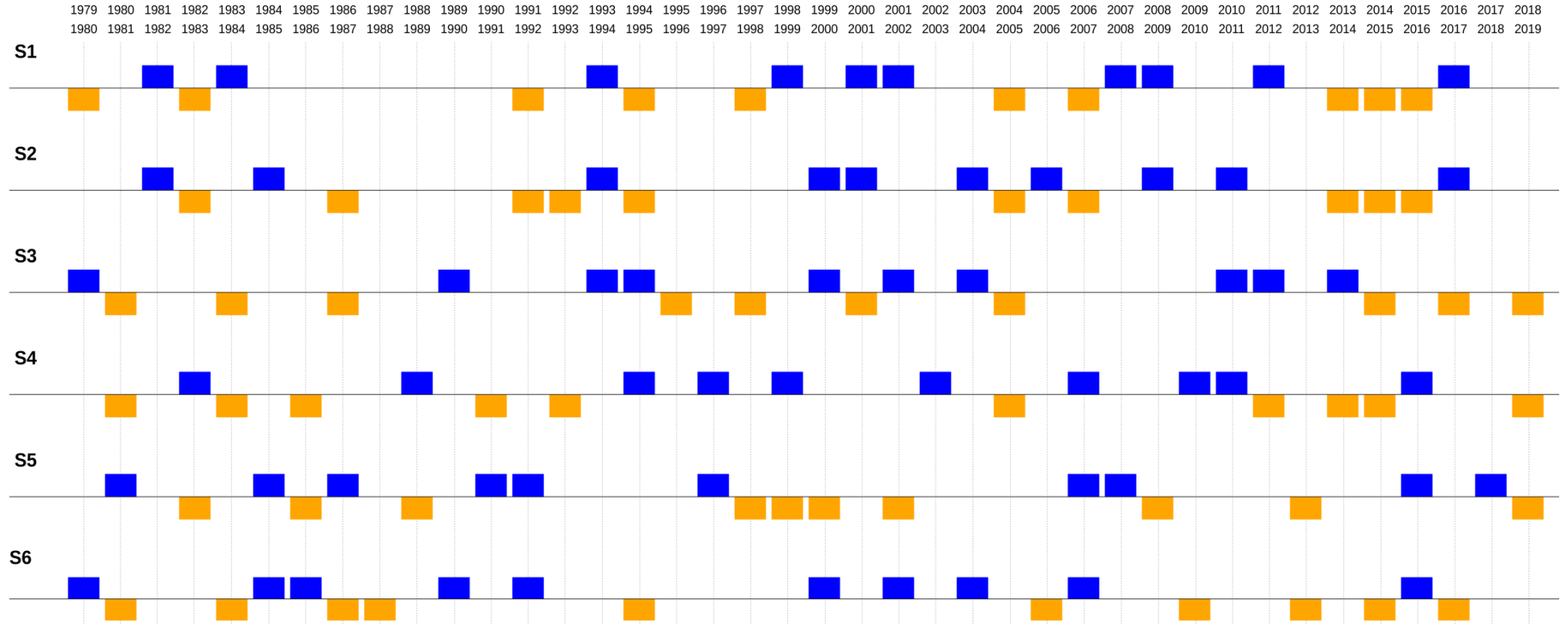


Figura 28 – Idem à Figura 27, mas com ECs mais e menos intensas encontradas através da série sem tendência.

Na próxima etapa do trabalho, composições de anomalias de TSM são feitas para análise dos padrões dessa variável nos eventos mais e menos intensos de precipitação. Como o foco é entender aspectos da variabilidade desses eventos, as composições são feitas nos casos de EI identificados na série em que tal tendência foi removida (Figuras 29 a 34).

Kayano *et al.* (2019, 2020) e Kayano e Capistrano (2014) mostraram que as fases da PDO e da AMO podem favorecer a maior ou menor ocorrência de eventos de EN e LN. Outro aspecto que já é do conhecimento da comunidade científica é que os eventos de EN (LN) são os principais responsáveis pela variabilidade interanual da precipitação na região Amazônia, nordeste do Brasil e SEAS (p.e.; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ACEITUNO, 1988; MARENGO; HASTENRATH, 1993; GRIMM, 2003; 2004; GRIMM; TEDESCHI, 2009; TEDESCHI *et al.*, 2013; 2015; ANDREOLI *et al.*, 2017; 2019). Assim, pode-se verificar na composição de anomalias de TSM para os casos de eventos menos intensos da região S1 (Figura 29) intensas anomalias positivas significativas na região central e leste do Pacífico Tropical semelhante aos padrões observados de eventos de EN.

De maneira oposta, observa-se que para os eventos mais intensos o padrão observado reflete as características de LN. Vários estudos apontam que na ocorrência de eventos de EN a precipitação na região Amazônica é reduzida, sendo mais frequentes, nesse caso, eventos de seca (p.e. TEDESCHI *et al.*, 2013; SHIMIZU *et al.*, 2017; ANDREOLI *et al.*, 2019). Vale destacar, ainda, que as anomalias mais intensas são observadas nessa região em SON. Comparando a Figura 8 com a Figura 28 é possível notar que a maioria dos EI⁻ observados ocorreram durante eventos de EN (1979-1980, 1982-1983, 1991-1992, 1997-1998 e de 2013 a 2016, por exemplo). Quanto ao Atlântico, pode-se notar anomalias negativas significativas na região equatorial em JJA e que vão sendo reduzidas SON. Essa configuração também contribui para redução das chuvas na região de estudo em função do deslocamento da ZCIT (LEVINE *et al.*, 2018).

Com relação aos eventos mais intensos de precipitação, pode-se notar anomalias negativas significativas de TSM na região do Pacífico Tropical Leste para JJA, SON e DJF (Figura 29d-f). Nota-se também que a maior frequência dos eventos de EI⁺ entre 1988 a 2013, com 6 casos, período este em que a AMO estava na fase quente e a PDO se encontrava na fase fria, e a maioria dos casos de EI⁻ ocorreram quando a PDO estava na fase fria. Estes

resultados concordam com o observado por Andreoli e Kayano (2005), Garcia e Kayano (2008), Kayano e Capistrano (2014) e Kayano *et al.* (2019, 2020). Além da forte influência dos eventos de EN e LN, para os meses de DJF nas composições, é possível notar que para os eventos de excesso (déficit) de precipitação (Figura 29f) o Oceano Índico apresentou anomalias negativas (positivas) significativas (Figura 29c), e, que podem estar relacionadas ao Dipolo do Oceano Índico (IOD), como mostrado por Taschetto e Ambrizzi (2012) que há correlações entre a Bacia do Oceano Índico mais aquecida e a diminuição das chuvas no setor norte da AS.

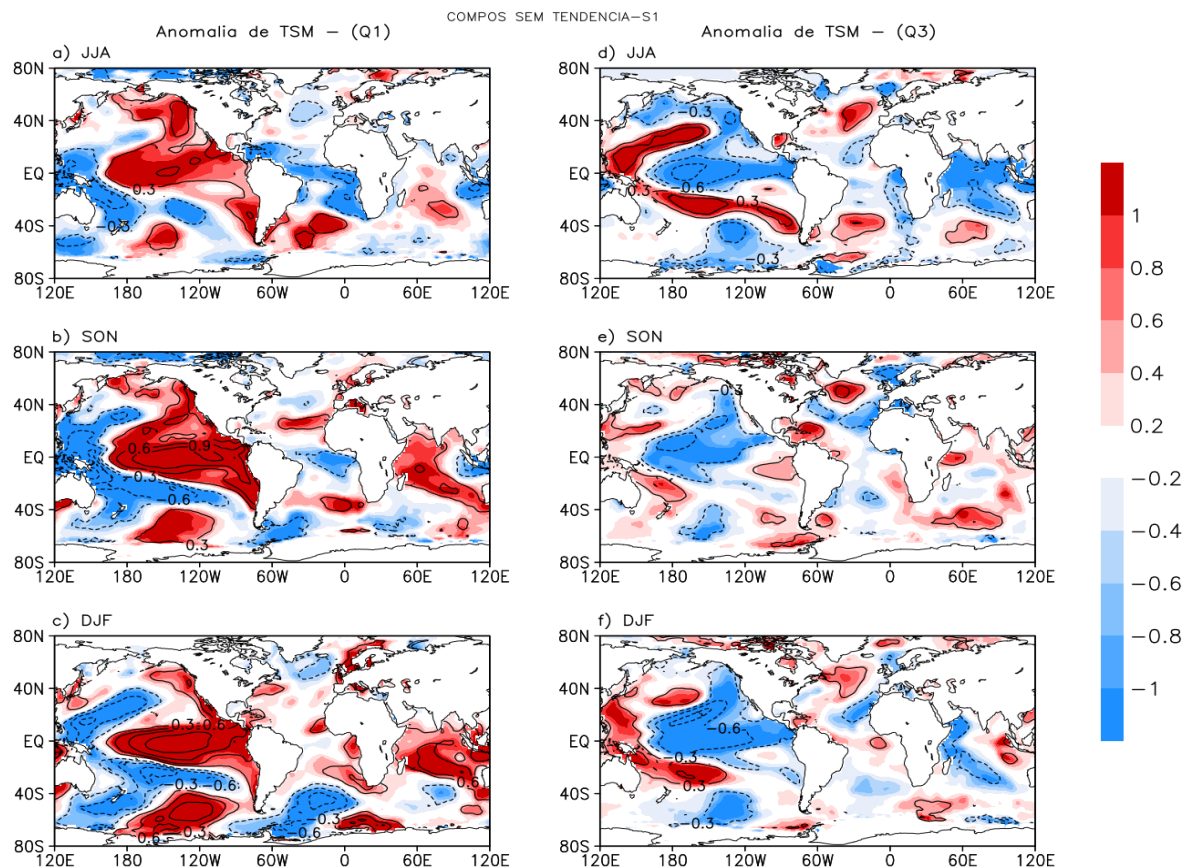


Figura 29 – Composição de anomalia normalizada de TSM sem tendência para as ECs menos (a-c) e mais (d-f) intensas na região S1. Contornos contínuos (tracejados) compreendem valores positivos (negativos) que são significativos no nível de confiança de 95%.

Nas composições referentes à região S2 (Figura 30) nota-se que os padrões associados às anomalias observadas no Pacífico e no Índico são semelhantes ao observado na região S1,

ou seja, anomalias positivas (negativas) significativas no Pacífico Tropical Leste para os casos EI⁻ (EI⁺). No que se refere ao Atlântico para os casos de EI, tem-se anomalias negativas significativas mais intensas em JJA e SON em grande parte do Atlântico Tropical, estendendo-se desde a costa da África até o litoral Norte/Nordeste da AS. Estas anomalias podem ser observadas no índice de TSA negativo na Figura 8 que concordam com os EI de 1982-1983, 1991-1992, 1992-1993 e 1994-1995. Para os eventos de precipitação mais intensa (EI⁺), nota-se anomalias positivas de TSM em JJA, SON e DJF, porém mais intensa durante o verão. Neste mesmo caso tem-se anomalias negativas no Atlântico Tropical Norte, sugerindo possível influências da fase fria do Dipolo do Atlântico concordando com Souza *et al.* (2000). Dito isto, para os EI⁺ de 1984-1985, 1993-1994 e 2008-2009 nota-se que os índices TNA e TSA apresentaram condições inversas, sendo TSA (TNA) com anomalias positivas (negativas).

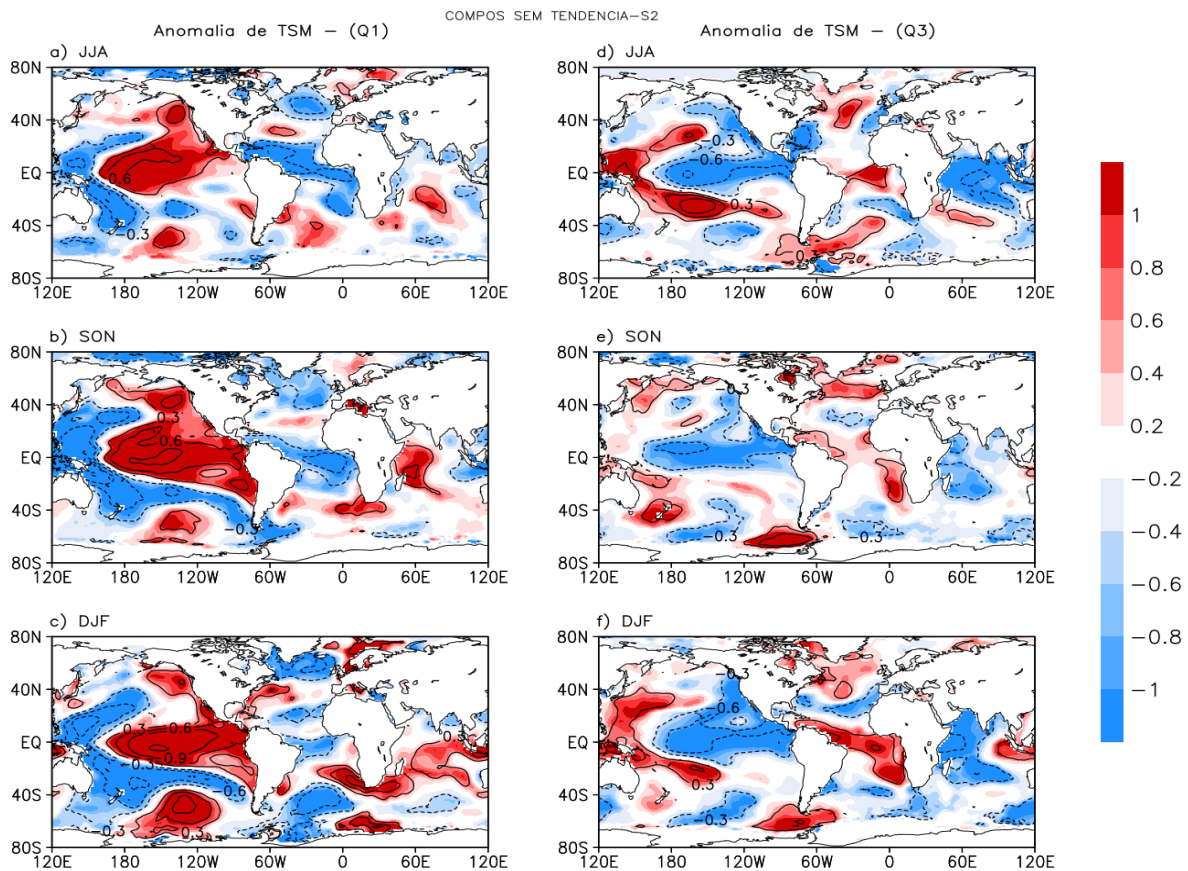


Figura 30 – Idem à Figura 29, mas para a região S2.

No que se refere à região S3 (Figura 31), as composições de anomalias de TSM para os casos de precipitação mais intensa (EI^+) mostram intensas anomalias negativas significativas a leste do Pacífico Tropical/costa oeste da AS, semelhante aos padrões encontrados em eventos de LN, coerentemente ao encontrado por Grimm e Tedeschi (2013), em que nos eventos de LN a precipitação no COB (Figura 31d-f), é intensificada. Anomalias significativas positivas (negativas) observadas a leste e negativas (positivas) a oeste do Oceano Índico são observadas nos casos de EI^+ (EI^-). Assim tais anomalias podem estar associadas ao IOD, visto que para a fase positiva do IOD (setor oeste da bacia do Índico mais aquecido) são encontradas anomalias de precipitação positivas na BP, e negativas na região central do Brasil (CHAN *et al.*, 2008; TASCETTO; AMBRIZZI, 2012).

No que se refere aos EI^- (Figura 31a-c), anomalias positivas significativas em DJF foram identificadas desde a costa do SEB até o sul do continente Africano, além de anomalias no oceano Índico com características de IOD positivo. No Oceano Pacífico, o padrão não é exatamente o oposto ao observado nos casos EI^+ , mas anomalias positivas significativas podem ser vistas nos campos de inverno, primavera e verão desde a costa oeste da AS até a AN, sendo mais intenso entre a costa dos EUA e Canadá.

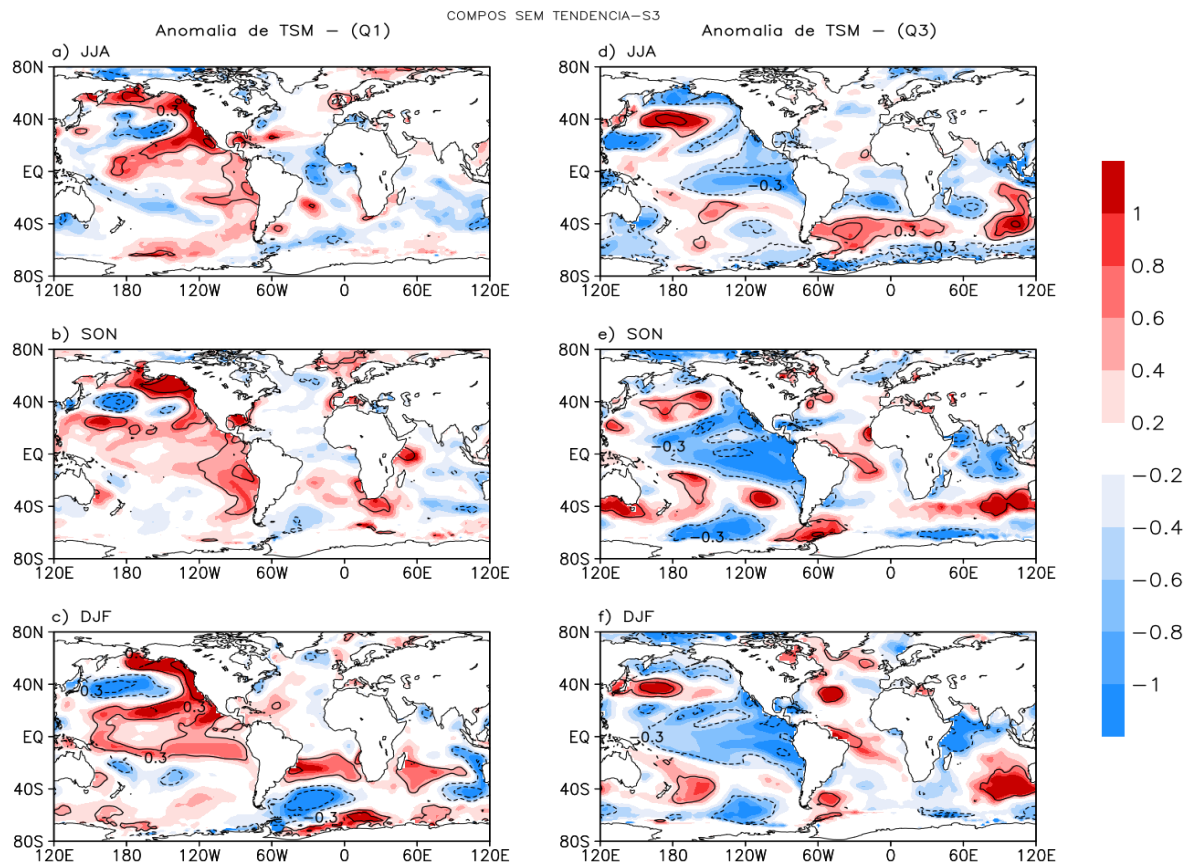


Figura 31 – Idem à Figura 29, mas para a região S3.

Diferente das demais regiões, os campos de anomalia de TSM associados aos eventos de pouca precipitação EI⁻ (inferiores ao Q1) na região S4 apresentaram intensas anomalias negativas significativas entre o Sul da AS e a Península Antártica em todas as estações analisadas (Figura 32a-c). Anomalias negativas significativas de TSM também podem ser notadas no Atlântico Tropical Norte durante o verão, sendo que os índices negativos de TNA podem ser notados simultaneamente com os cinco primeiros eventos de déficit de precipitação nessa região. Nota-se também anomalias negativas menos intensas sobre o leste do Oceano Pacífico Tropical e costa oeste da AS que se assemelham aos padrões verificados em casos de LN canônico, e, de acordo com Tedeschi *et al.* (2013) e Andreoli *et al.* (2019), em anos de LN canônico, a precipitação no SEAS tende a ser reduzida.

Quanto aos EI⁺, de maneira geral, as anomalias significativas são menos intensas (Figura 32d-f). Na região do Pacífico Tropical, anomalias positivas significativas podem ser notadas no padrão espacial semelhante ao verificado em condições de EN canônico (Figura

32c). Este resultado concorda com Tedeschi *et al.* (2013) e Andreoli *et al.* (2017) que mostraram que para este tipo de EN a região da Bacia do Prata tem a precipitação intensificada. São verificadas também anomalias positivas significativas de TSM no Oceano Índico próximo à região da Indonésia e na costa do nordeste do Brasil (Figura 32d-f).

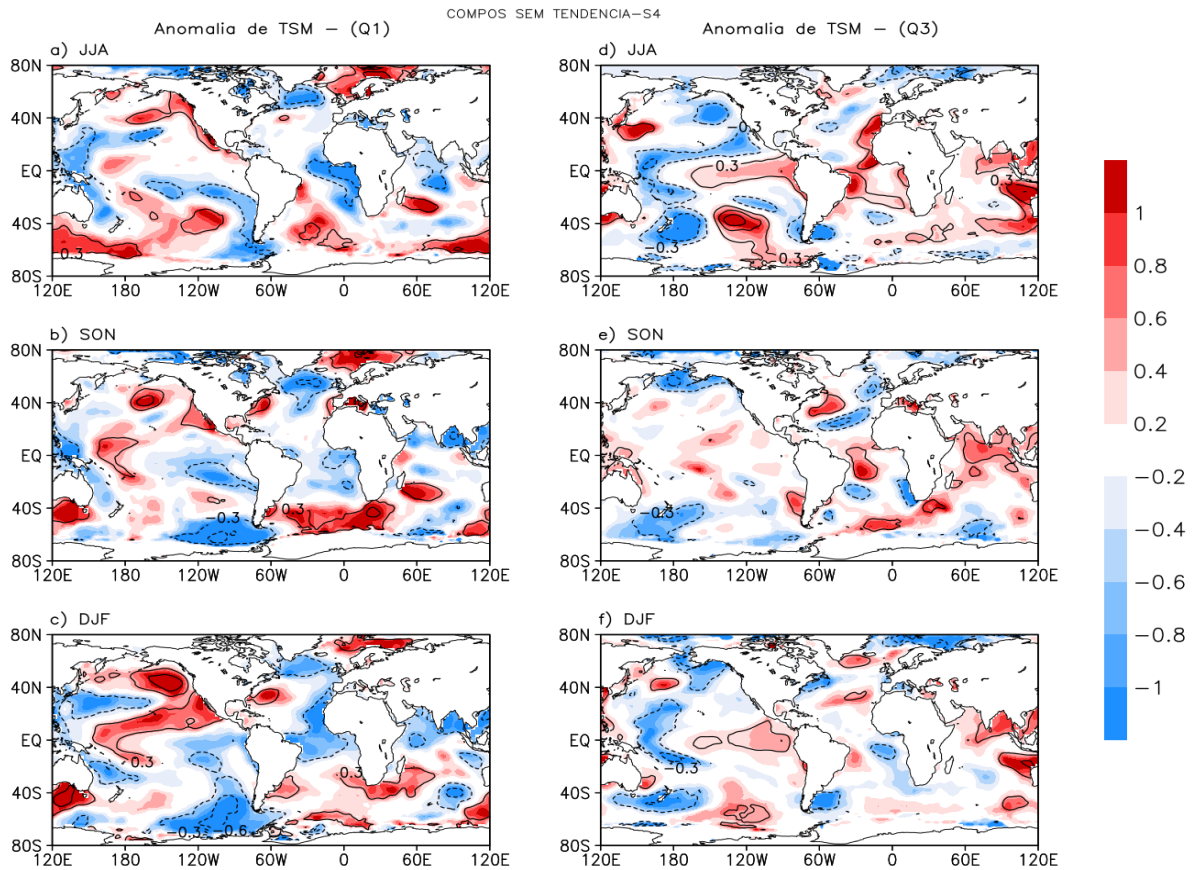


Figura 32 – Idem à Figura 29, mas para a região S4.

A Figura 33 mostra as composições das anomalias de TSM referentes à região S5, a qual abrange a parte central e oeste da Bacia do Prata. Logo, para os casos de precipitação menos intensa, intensas anomalias negativas significativas são observadas durante a primavera e o verão entre o mar do Caribe e o sudoeste do Oceano Atlântico Norte, e nos setores leste e sudoeste do Pacífico Norte. Ainda para os casos de EI durante o verão, a Figura 33c mostra anomalias positivas significativas de TSM no Atlântico Equatorial entre a

costa do NEB e a África. Para estes casos verifica-se que todos os EI ocorridos de 1985 a 2008 e 2018-2019 apresentam o índice de TSA (Figura 8c) com anomalias positivas.

Quanto aos eventos de precipitação mais intensa (EI^+) durante SON e DJF, intensas anomalias positivas significativas ao sul do Oceano Pacífico Norte foram identificadas. Além disso, um padrão de dipolo frio do Atlântico (Atlântico Tropical Sul mais aquecido) é observado. Para as ECs de 1980-1981, 1984-1985, 1986-1987 e 1996-1997 os índices TSA e TNA mostram anomalias opostas entre o Atlântico Tropical Norte e Sul.

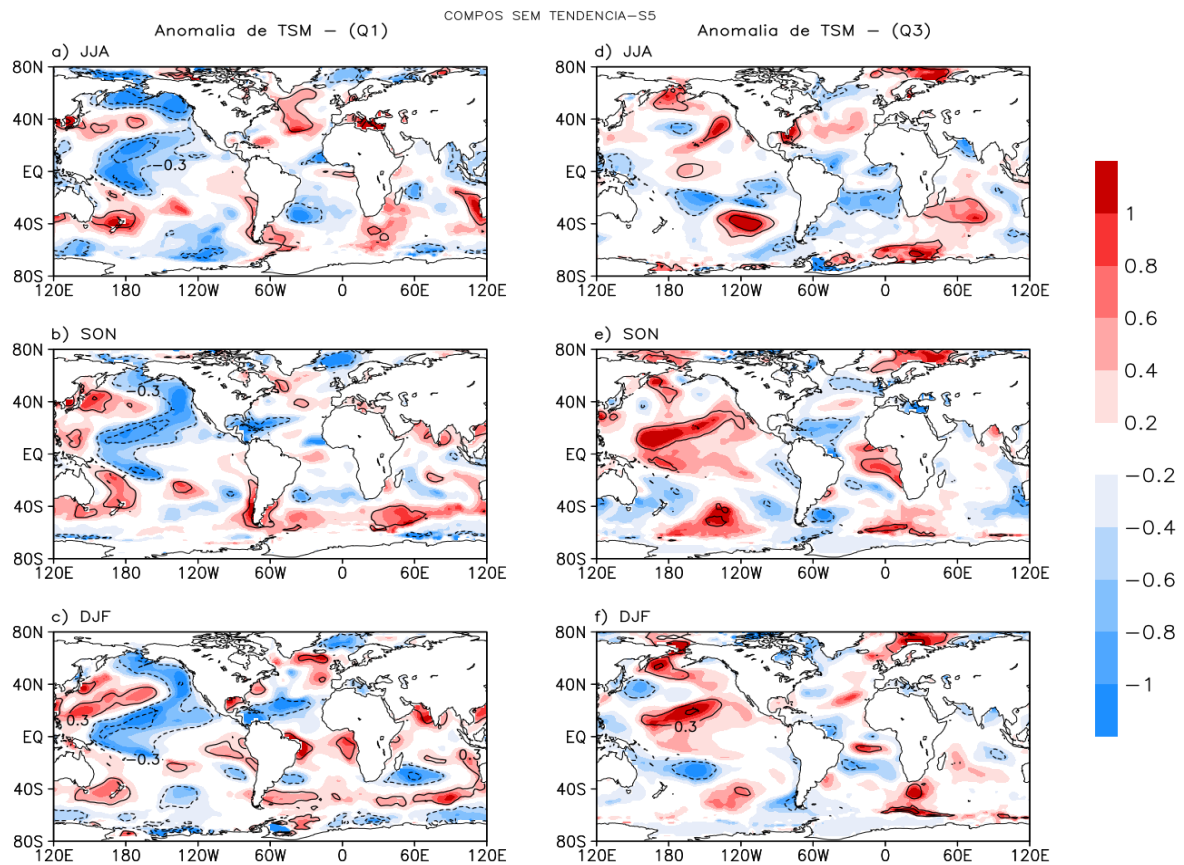


Figura 33 – Idem à Figura 29, mas para a região S5.

A Figura 34 mostra as composições de TSM referentes à região S6, a qual abrange desde o norte do Rio de Janeiro passando por Minas Gerais até o sul do Maranhão e Piauí. Para esta região as composições associadas aos eventos inferiores a Q1 mostram intensas anomalias positivas significativas de TSM no Pacífico Equatorial (semelhante aos padrões de

EN), costa oeste da AS e se estendendo desde o Golfo do México, mar do Caribe até a costa do Sul do Brasil, exceto pela costa do NEB durante o verão.

Apesar do período analisado não incluir toda fase fria da AMO, tem-se que durante a fase quente ocorrem mais EI do que na fase oposta (Figura 28). Ainda para o verão nota-se que as anomalias positivas a oeste do Atlântico Sul se espalham até o sul da África. Diferente dos campos associados aos EI, para os EI⁺ não são observados anomalias muito intensas e significativas no Oceano Pacífico, mas nota-se um padrão semelhante ao dipolo do Atlântico em SON e anomalias negativas no verão e na primavera sobre o Golfo do México e o Caribe. Além disto nos meses de DJF observa-se no setor noroeste do Atlântico Sul a TSM mais aquecida, enquanto que mais a sudeste tem-se anomalias negativas. Portanto, possivelmente, para os eventos de precipitação mais intensa na região S6 o Oceano Atlântico apresentou mais influências do que o Pacífico.

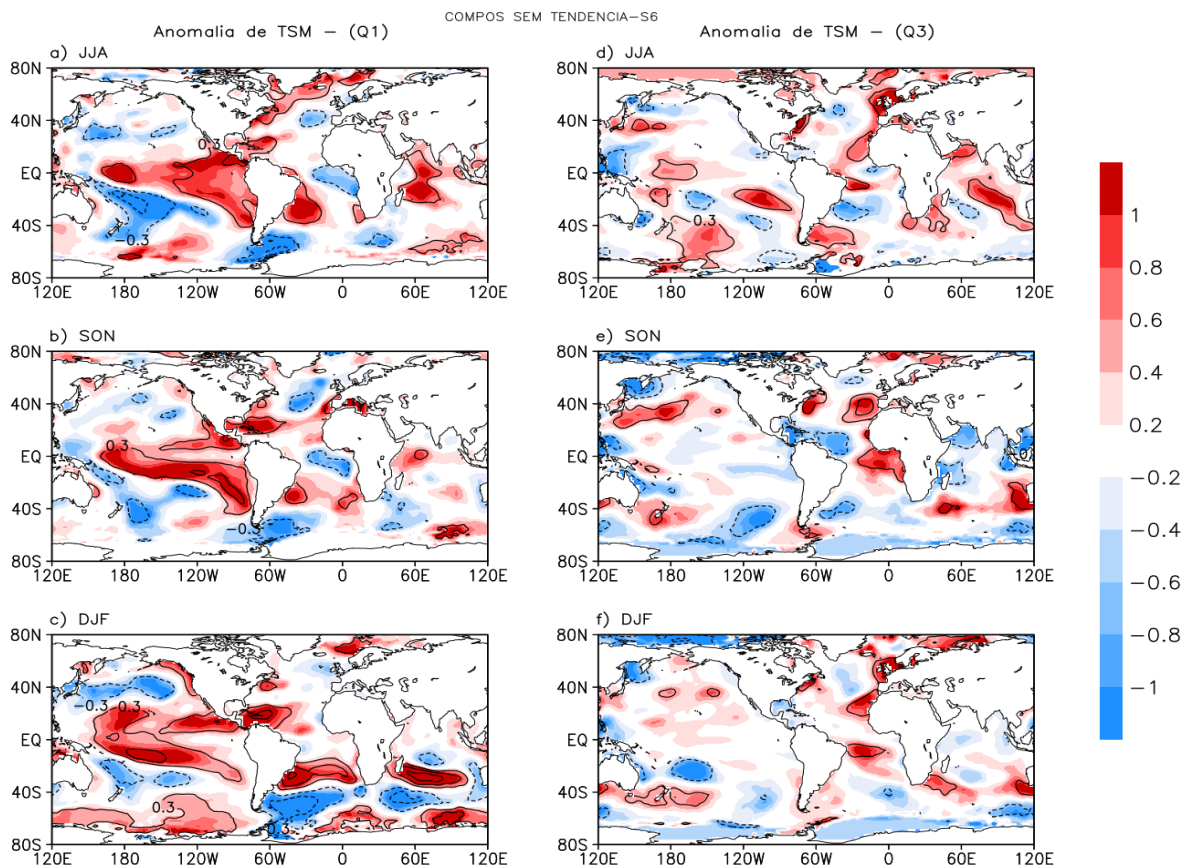


Figura 34 – Idem à Figura 29, mas para a região S6.

As observações apresentadas em relação às composições de TSM para os eventos de precipitação mais e menos intensos referentes a cada região determinada pela técnica de agrupamento, trata-se de uma análise preliminar de associação dos EI com os modos de teleconexões. Para uma análise futura com maior detalhamento, outros campos atmosféricos além da TSM são necessários. Mas os resultados encontrados sugerem de modo geral que os eventos de EN, LN, dipolo do Atlântico e do Índico modificam os padrões da circulação atmosférica, e por consequência promovem condições de precipitação mais e menos intensas durante o verão austral, como mostrado por Souza *et al.* (2000), Grimm e Zilli (2009), Garcia e Kayano (2008, 2009b), Taschetto e Ambrizzi (2012), Andreoli *et al.* (2017, 2019), Kayano *et al.* (2019, 2020) entre outros.

4. CONCLUSÃO

Neste trabalho, foram analisados aspectos associados à variabilidade e à tendência da precipitação na região do SMAS no período 1979-2019, sendo que, para isso, o método de detecção das datas de IEC e FEC utilizando ROL anteriormente desenvolvido foi aprimorado através da análise de agrupamento, com o objetivo de tal método ficar menos subjetivo. Assim, as principais características das ECs encontradas foram analisadas. Inicialmente, as climatologias de precipitação de ROL nos períodos seco e chuvoso foram calculadas e os aspectos já conhecidos da comunidade científica, como o sentido noroeste-sudeste da convecção e das chuvas no período chuvoso e o retraimento dessas variáveis ao extremo noroeste do continente no período seco (p.e., KOUSKY, 1988; MARENGO *et al.*, 2001; GAN *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006; GARCIA; KAYANO, 2009a; 2013), foram notados.

No que se refere à análise de agrupamento do campo de ROL para as regiões do SMAS (SMAN), foram encontradas seis regiões em cada sistema monçônico, sendo elas S1, S2, S3, S4, S5 e S6 (N1, N2, N3, N4, N5 e N6), mas que, após análise das características do ciclo anual de precipitação e ROL de cada região, as áreas S4 e S5 (N5 e N6) foram unidas resultando em cinco grupos distintos. Logo, as regiões S1, S3, S4+S5 pertencentes ao SMAS apresentaram o ciclo anual de ROL e precipitação mais bem definido, com os maiores (menores) acumulados de chuva no verão (inverno), como já encontrado por diversos autores (p.e., KOUSKY, 1988; ZHOU; LAU, 1998; GAN *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006; GRIMM, 2011; GARCIA; KAYANO, 2009a; 2013; GARCIA *et al.*, 2016). Vale ressaltar que as regiões delimitadas pela análise de agrupamento foram coerentes à localização das principais bacias hidrográficas da AS.

De maneira similar ao SMAS, tem-se que os grupos identificados no SMAN também demonstraram nos ciclos anuais as influências dos principais sistemas atmosféricos que causam precipitação durante a fase ativa da monção (JJA), como a atuação dos jatos de baixos níveis e a circulação anticiclônica formada em altos níveis (ADAMS; COMRIE, 1997; HIGGINS *et al.*, 1997; POVEDA; MESA, 1999; MECHOSO *et al.*, 2005; ROPELEWSKI *et al.*, 2005; VERA *et al.*, 2006; AMADOR, 2008). Em quatro regiões (N1, N2, N3 e N4) das seis identificadas, o ciclo anual de precipitação apresentou dois picos na EC. Nas áreas N1 e

N2, o segundo pico de precipitação está associado principalmente à passagem de ciclones tropicais originados no Atlântico Norte e Caribe passando pelo Golfo do México, e também formados no Oceano Pacífico (LARSON *et al.*, 2005; BENEDETTO; TREPANIER, 2020). Quanto às áreas N3 e N4, as oscilações da precipitação durante a EC são fortemente associadas aos movimentos sazonais migratórios da ZCIT e as variações sazonais da ASAN (MAGAÑA *et al.*, 1999; LARSON *et al.*, 2005; POVEDA *et al.*, 2006; AMADOR, 2008; MARTINEZ *et al.*, 2019; BENEDETTO; TREPANIER, 2020). De maneira oposta, as áreas N5 e N6 apresentam o ciclo anual unimodal com máxima atividade convectiva entre as pântadas de maio-junho em N5 e junho-julho em N6. Observou-se também nestas áreas que, durante o outono boreal (setembro e outubro), a convecção é ligeiramente intensificada.

Através da análise da correlação de precipitação e ROL entre os grupos encontrados no SMAS com os encontrados no SMAN, definiu-se a área N2 antissimétrica a S1, S2 e S3, enquanto a região N5 foi definida como antissimétrica a S4 e S6. Aplicando o método de detecção das datas de IEC e FEC com a utilização de RolAnt, e usando a média móvel de cinco pântadas (melhor para suavizar as séries e diminuir falsos inícios/finais), tem-se que a evolução do SMAS inicia-se na Região Amazônica (área S1) na pântada média 56, expande-se para o COB (área S3) na pântada média 58 e, quase que simultaneamente, tem-se o IEC nas regiões S4 e S2 nas pântadas 60 e 61, respectivamente. A última área a ter a convecção aumentada estabelecendo o IEC é a região S6 na pântada 65. O FEC é encontrado na direção oposta, sendo as regiões S4 e S6 as primeiras, com o FEC na pântada 20, seguido das áreas S3, S2 e por último S1 nas respectivas pântadas médias 27, 29 e 30. Esta característica evolutiva noroeste-sudeste (sudeste-noroeste) do IEC (FEC) na região do SMAS é consistente com os resultados de Kousky (1988); Marengo *et al.* (2001); Gan *et al.* (2004); Vera *et al.* (2006); Garcia e Kayano (2009a; 2013); Garcia *et al.* (2016).

Comparando esses resultados com outros trabalhos, tem-se que o método de Bombardi *et al.* (2019) atrasa o IEC em relação ao RolAnt nas regiões S1, S2 e S3 e adianta para S4 e S6, e adianta o FEC em todas as áreas. Quanto ao trabalho de Garcia *et al.* (2016), tem-se que as datas obtidas de IEC e FEC para o período de 2001 a 2013 nas regiões S1 e S3 (referentes às regiões BAC e COB) foram as mesmas, em geral, ou diferentes em até duas pântadas. Assim, conclui-se que a técnica de RolAnt utilizando as novas áreas antissimétricas encontradas na análise de agrupamento apresenta resultados que refletem os padrões

climatológicos observados na atmosfera a respeito da convecção, mostrando-se consistente com relação a outras metodologias.

No que se refere à análise de tendência por meio do teste não paramétrico de Mann-Kendall, notou-se a presença de tendência negativa significativa na precipitação em todas as áreas no período de estudo. Quanto às características das ECs, encontrou-se tendência positiva nas datas de IEC, o que indica uma diminuição da duração das ECs. Estes resultados podem estar relacionados às tendências de aumento de dias secos consecutivos, verificadas nas regiões da Amazônia, COB e SEAS (p.e., ARIAS *et al.*, 2015; SHIMIZU *et al.*, 2017; ESPINOZA *et al.*, 2019; AGUEDO *et al.*, 2019; CORREA *et al.*, 2021). Coerentemente, os eventos mais intensos (menos intensos), sendo os 25% maiores que o terceiro quartil (25% menores que o primeiro quartil), do acumulado de precipitação em DJF foram identificados nas regiões do SMAS e são dominantes no início (final) do período de estudo. Quando a tendência linear dessa série de acumulados é removida, os eventos ficam distribuídos de maneira mais homogênea em todo o período.

Para esse último caso, composições das anomalias de TSM mostraram fortes evidências das influências do padrão de EN (LN) nos eventos menos (mais) intensos nas regiões S1 e S2. Estes padrões são consistentes ao mostrado na literatura, em que os eventos de EN (LN) são os principais responsáveis pelos eventos de redução (excesso) de precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil (p.e.; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ACEITUNO, 1988; MARENGO; HASTENRATH, 1993; GRIMM, 2003; 2004; GRIMM; TEDESCHI, 2009; TEDESCHI *et al.*, 2013; 2015; ANDREOLI *et al.*, 2017; 2019). Padrões semelhantes ao EN (EN canônico) foram observados também na região S4 para os eventos de precipitação acima do terceiro quartil, consistente com Tedeschi *et al.* (2013) e Andreoli *et al.* (2017), que mostraram que, para este tipo de EN, a região da SEAS, a qual se encontra a áreas S4, tem a precipitação intensificada. De maneira oposta, anomalias negativas de TSM, no padrão de LN, foram notadas para os casos de excesso de precipitação na região S3, sugerindo possíveis influências dos eventos de LN na região, como mostrado por Grimm (2004) e Grimm e Tedeschi (2013).

Possíveis influências do IOD e do Dipolo do Atlântico também podem ser destacadas. Anomalias positivas significativas foram notadas no Oceano Índico nas composições dos

casos de EI⁻ e EI⁺ das regiões S1 e S3, respectivamente, coerente às correlações encontradas entre o IOD e a precipitação na AS por Chan *et al.* (2008) e Taschetto e Ambrizzi (2012). Além disso, anomalias opostas na região tropical do Atlântico durante os casos de EI⁺ que indicam a presença do padrão de dipolo nas regiões S2 e S5 em DJF e S6 em SON. Nestes casos, os índices TNA e TSA apresentaram condições inversas, sendo TSA (TNA) com anomalias positivas (negativas).

Portanto, de uma maneira geral, este trabalho mostrou o aprimoramento do método de detecção de datas de IEC e FEC relacionadas às regiões do SMAS através de uma técnica mais objetiva de seleção das áreas antissimétricas quando comparado aos estudos anteriores, o que pode ser de grande utilidade para centros de previsão e monitoramento climático. Além disso, a análise da precipitação nessas áreas encontradas com o método de agrupamento indicou a presença de tendência de diminuição das chuvas no SMAS, assim como de estações chuvosas mais curtas, o que pode impactar diretamente setores agrícolas e de geração de energia. Logo, com a realização deste trabalho, espera-se ter contribuído frente à comunidade científica, assim como à sociedade como um todo, com uma maior compreensão dos aspectos associados à estação chuvosa na região tropical da América do Sul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, Mar. 1988.
- ADAMS, D. K.; COMRIE, A. C. The North American Monsoon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 70, p. 2197 – 2214, Oct. 1997.
- AGUDELO, J.; ARIAS, P. A.; VIEIRA, S. C.; MARTÍNEZ, J. A. Influence of longer dry seasons in the Southern Amazon on patterns of water vapor transport over northern South America and the Caribbean. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 5, p. 2647-2665, Mar. 2019.
- AMADOR, J. A. The intra-Americas sea low-level jet: Overview and future research. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1146, n. 1, p. 153-188, Dec. 2008.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 15, p. 2017-2030, Dec. 2005.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; VIEGAS, J.; OLIVEIRA, S. S.; SOUZA, R. A. F.; GARCIA, S. R.; REGO, W. H. T.; OLIVEIRA, M. B. L. Effects of two different La Niña types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 3, p. 1415 – 1428, Mar. 2019.
- ANDREOLI, R. V.; OLIVEIRA, S. S.; KAYANO, M. T.; VIEGAS, J.; SOUZA, R. A. F.; CANDIDO, L. A. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v.37, n. 3, p. 1374 – 1390, Mar. 2017.
- ARIAS, P. A.; FU, R.; VERA, C.; ROJAS, M. A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. **Climate Dynamics**, v. 45, p. 3183 – 3203, Dec. 2015.
- BENEDETTO, K. M.; TREPANIER, J. C. Climatology and Spatiotemporal Analysis of North Atlantic Rapidly Intensifying Hurricanes (1851–2017). **Atmosphere**, v. 11, n. 3, p. 291, Mar. 2020.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, Mar. 1969.
- BOERS, N.; BOOKHAGEN, B.; MARENGO, J.; MARWAN, N.; STORCH, J. S. V.; KURTHS, J. Extreme rainfall of the South American Monsoon system: A dataset comparison using complex networks. **Journal of Climate**, v. 28, n. 3, p. 1031 – 1056, Feb. 2015.
- BOERS, N.; BOOKHAGEN, B.; MARWAN, N.; KURTHS, J. Spatiotemporal characteristics and synchronization of extreme rainfall in South America with focus on the Andes Mountain range. **Climate dynamics**, v. 46, n. 1-2, p. 601-617, Jan. 2016.

- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 7-8, p. 893 – 916, Dec. 2009.
- BOMBARDI, R. J.; KINTER, J. L.; FRAUENFELD, O. W. A Global Gridded Dataset of the Characteristics of the Rainy And Dry Seasons. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 100, n. 7 1315–1328, July 2019.
- BOMBARDI, R. J.; PEGION, K.V.; KINTER, J. L., CASH, B. A.; ADAMS, J. M. Sub-seasonal predictability of the onset and demise of the rainy season over monsoonal regions. **Frontiers in Earth Science**, v. 5, p. 14, Feb. 2017.
- CAVALCANTI, I. F. A.; RAI, A. Lifecycle of South American Monsoon System simulated by CPTEC/INPE AGCM. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. S1, p. 878– 896, Apr. 2017.
- CERÓN, W. L.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; CHANCHALA, T.; CARVAJAL-ESCOBAR, Y.; SOUZA, A. F. Comparison of spatial interpolation methods for annual and seasonal rainfall in two hotspots of biodiversity in South America. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 93, n. 1, Jan. 2021b.
- CERÓN, W. L.; KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; AVILA-DIAZ, A.; AYES, I.; FREITAS, E. D.; MARTINS, J. A.; SOUZA, A. F. Recent intensification of extreme precipitation events in the La Plata Basin in Southern South America (1981–2018). **Atmospheric Research**, v. 249, p. 105299, Feb. 2021a.
- CHAN, S. C.; BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 14, July 2008
- CHEN, M.; SHI, W.; XIE, P.; SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; HIGGINS, R. W.; JANOWIAK, J. E. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D4, Feb. 2008.
- CORREA, I. C.; ARIAS, P. A.; ROJAS, M. Evaluation of multiple indices of the South American monsoon. **International Journal of Climatology**, Jan. 2021.
- DEBLANDER, E. SHAMAN, J. Teleconnection between the South Atlantic convergence zone and the southern Indian Ocean: Implications for tropical cyclone activity. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 2, p. 728-740, Jan. 2017.
- DOUGLAS, E.M.; VOGEL, R.M.; KROLL, C.N. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. **Journal of hydrology**, v. 240, n. 1, p. 90-105, 2000.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077-2080, May. 2001.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L.; . How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures?. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, Apr. 1999.

ESPINOZA, J. C.; GARREAUD, R.; POVEDA, G.; ARIAS, P. A.; MOLINA-CARPIO, J.; MASIOKAS, M.; VIALE, M.; SCAFF, L. Hydroclimate of the Andes Part I: main climatic features. **Frontiers in Earth Science**, v. 8, p. 64, Mar. 2020.

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

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; MARENGO, J. A.; SEGURA, H. Contrasting North–South changes in Amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). **Climate Dynamics**, v. 52, n. 9, p. 5413-5430, May 2019.

FASULLO, J.; WEBSTER, P. J. A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. **Journal of Climate**, v. 16, n. 19, p. 3200-3211, Oct. 2003.

FIGLIUOLO, G.C.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; DA COSTA, J. A. C.; REGO, W. H. T.; DE MORAES, D. S. The role of the Atlantic Multidecadal Oscillation precondition in the teleconnection of different El Niño–Southern Oscillation types and impacts on the 15° N–15° S South American sector precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 40, n. 4, p. 1943-1964, Mar. 2020.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 5, n. 6, p. 36 – 45, June 1990.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47 – 66, Jan. 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141-1157, June 1994.

GARCIA, S. R.; CALHEIROS, A. J. P.; KAYANO, M. T. Revised method to detect the onset and demise dates of the rainy season in the South American Monsoon areas. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 126, p. 481 – 491, Nov. 2016.

GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Climatological aspects of Hadley, Walker and monsoon circulations in two phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 91, p. 117 – 127, Feb. 2008;

GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Determination of the onset dates of the rainy season in central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 97, p. 361 – 372, Aug. 2009a.

GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Moisture and heat budgets associated with the South American monsoon system and the Atlantic ITCZ. **International journal of climatology**, v. 31, n. 14, p. 2154-2167, Nov. 2011.

- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Multidecadal variability of moisture and heat budgets of the South American monsoon system. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 121, n. 3-4, p. 557-570, Ago. 2015.
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Relação dos sistemas de monção com as variabilidades tropical e interanual e multi-decenal. **Revista brasileira de meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 69 – 86, Mar. 2009b.
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Some considerations on onset dates of the rainy season in Western-Central Brazil with antisymmetric outgoing longwave radiation relative to the equator. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 188 – 198, Jan. 2013.
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, p. 29 – 38, Jan. 2010.
- GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544-2559, July 2000.
- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3-4, p. 180 – 195, Oct. 2009.
- GILLETT, N. P.; KELL, T. D.; JONES, P. D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. L23704, p. 4p., Dec. 2006.
- GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 2, p. 123-138, Mar. 2004.
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, p. 537-554, May 2011.
- GRIMM, A. M. South American Monsoon and Its Extremes. *In*: VENUGOPAL, V.; SUKHATME, J.; MURTUGUDDE, R.; ROCA, R. (eds.). **Tropical extremes: Natural variability and trends**. Amsterdam: Elsevier, 2019. p. 51 – 93.
- GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263-280, Jan. 2003.
- GRIMM, A. M.; LAUREANTI N. C.; RODAKOVISKI R. B.; GAMA C. B. Interdecadal variability and extreme precipitation events in South America during the monsoon season. **Climate Research**, v. 68, n. 2-3, p. 277-294, May 2016.
- GRIMM, A. M.; REASON, C. J. C. Intraseasonal teleconnections between South America and South Africa. **Journal of Climate**, v. 28, n. 23, p. 9489-9497, Dec. 2015.
- GRIMM, A. M.; SABOIA, J. P. J. Interdecadal variability of the South American precipitation in the monsoon season. **Journal of Climate**, v. 28, n. 2, p. 755-775, Jan. 2015.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R, G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1589-1609, Abr. 2009.

GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 9, p. 2257-2275, May 2009.

HADDAD, E. A.; TEIXEIRA, E. Economic impacts of natural disasters in megacities: The case of floods in São Paulo, Brazil. **Habitat International**, v. 45, p. 106-113, Jan. 2015.

HALLEY, E. An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the Tropicks, with an attempt to assign the physical cause of the said winds. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v. 16, n. 183, p. 153 – 168, Jan. 1687.

HEDDINGHAUS, T. R.; KRUEGER, A. F. Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 1208 – 1218, Feb. 1981.

HENLEY, B. J. Pacific decadal climate variability: Indices, patterns and tropical-extratropical interactions. **Global and Planetary Change**, v. 155, p. 42-55, Aug. 2017.

HIGGINS, R. W.; SHI, W. Dominant factors responsible for interannual variability of the summer monsoon in the southwestern United States. **Journal of Climate**, v. 13, n. 4, p. 759-776, Feb 2000.

HIGGINS, R. W.; YAO, Y.; WANG, X. L. Influence of the North American Monsoon System on the U.S. Summer Precipitation Regime. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2600 – 2622, Oct. 1997.

HIRATA, F. E.; GRIMM, A. M. The role of synoptic and intraseasonal anomalies in the life cycle of summer rainfall extremes over South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 9-10, p. 3041 – 3055, May 2015.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388-1403, Nov. 1989.

HUANG, B.; THORNE, P. W.; BANZON, V. F.; BOYER, T.; CHEPURIN, G.; LAWRIMORE, J. H.; MENNE, M. J.; SMITH, T. M.; VOSE, R. S.; ZHANG, H. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. **Journal of Climate**, v. 30, n. 20, p. 8179-8205, 2017.

IPCC, 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. In: Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.), *a Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. In: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.), contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

IPCC, 2018. *Global Warming of 1.5°C.* In: Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.), *an IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty.* In Press.

JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, G.; MARKOWSKI, P. M.; JEWTOUKOFF, V.; YOUNG, G. S.; STENSRUD, D. J. The Orinoco low-level jet: An investigation of its characteristics and evolution using the WRF model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 20, p. 10696-10711, Oct. 2019.

JONES, C. Recent changes in the South America low-level jet. **npj Climate and Atmospheric Science**, v. 2, n. 1, p. 1-8, Jun. 2019.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905-914, Apr. 2002.

JONG, P.; TANAJURA, C. A. S., SÁNCHEZ, A. S.; DARGAVILLE, R.; KIPERSTOK, A.; TORRES, E. A. Hydroelectric production from Brazil's São Francisco River could cease due to climate change and inter-annual variability. **Science of the Total Environment**, v. 634, p. 1540-1553, Sep. 2018.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation, **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D13, p. 1 – 13, July 2006.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; DE SOUZA, R. A.F. Pacific and Atlantic multidecadal variability relations to the El Niño events and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 40, n. 4, p. 2183-2200, Mar. 2020.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. El Niño–Southern Oscillation related teleconnections over South America under distinct Atlantic Multidecadal Oscillation and Pacific Interdecadal Oscillation backgrounds: La Niña. **International Journal of Climatology**, v. 39, p. 1359 – 1372, Oct. 2019.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 1, p. 162-178, Jan. 2014.

KENDALL, M. G. **Rank Correlation Methods**. 4.ed. London: Charles Griffin, p. 196, 1975.

KIDSON, J. W. Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP–NCAR reanalyses. **Journal of Climate**, v. 12, n. 9, p. 2808–2830, Sep. 1999.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813 – 835, Aug. 1992;

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140–1153, Sep. 1979.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217 – 231, June 1988.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, Feb. 1981.

LARSON, J.; ZHOU, Y.; HIGGINS, R. W. Characteristics of landfalling tropical cyclones in the United States and Mexico: Climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 18, n. 8, p. 1247–1262, Apr. 2005.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, n. 12, p. 2988–3005, Dec. 1995.

LEVINE, A. F. Z.; FRIERSON, D. M. W.; MCPHADEN, M. J. AMO forcing of multidecadal Pacific ITCZ variability. **Journal of Climate**, v. 31, n. 14, p. 5749–5764, July 2018

LIEBMANN, B.; CAMARGO, S. J.; SETH, A.; MARENGO, J. A.; CARVALHO, L. M. A.; ALLURED, D.; FU, R.; VERA, C. S. Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 20, n. 10, p. 2037 – 2050, May 2007.

LIEBMANN, B.; HARTMANN, D. L. Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974–78. **American Meteorological Society**, v. 39, p. 1153 – 1162, May 1982.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308 – 4318, Nov. 2001.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 1275–1277, June 1996.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 29, n. 6, p. 1109–1123, Sep. 1972.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. **Monthly weather review**, v. 122, n. 5, p. 814–837, May 1994.

MAGAÑA, V.; AMADOR, J. A.; MEDINA, S. The midsummer drought over Mexico and Central America. **Journal of Climate**, v. 12, n. 6, p. 1577-1588, June 1999.

MANN, H.B. Non-parametric test against trend. **Econometrika**, v.13, p.245-259, July 1945.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1080, Jan. 1997.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; ALVALA, R. C. S.; CUNHA, A. P.; BRITO, S.; MORAES, O. L. L. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, n. 2, p. 1973-1985, Aug. 2018.

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

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 617-627, Apr. 1993.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p.833 – 852, Mar. 2001.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, A.; ALVES, L. M.; MENDIONDO, E. M.; OBREGÓN, G.; SAMPAIO, G. A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**, n. 106, p. 31-44, 2015.

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

MARIANO, D. A.; DOS SANTOS, C. A. C.; WARDLOW, B. D.; ANDERSON, M. C.; SCHILTMAYER, A. V.; TADESSE, T.; SVOBODA, M. D. Use of remote sensing indicators to assess effects of drought and human-induced land degradation on ecosystem health in Northeastern Brazil. **Remote Sensing of Environment**, v. 213, p. 129-143, Aug. 2018.

MARTINEZ, C.; GODDARD, L.; KUSHNIR, Y.; TING, M.. Seasonal climatology and dynamical mechanisms of rainfall in the Caribbean. **Climate dynamics**, v. 53, n. 1, p. 825-846, Jan. 2019.

MATSUMOTO, J.; MURAKAMI, T. Seasonal migration of monsoons between the Northern and Southern hemisphere as revealed from equatorially symmetric and asymmetric OLR data. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 3, p. 419 – 437, 2002.

MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F.; GRIMM, A. M. The American Monsoon Systems: an Introduction. In: CHANG, C.-P. Chang, B. Wang and N.-C.

G. Lau, (Eds.). **THE GLOBAL MONSOON SYSTEM: RESEARCH AND FORECAST**. WMO/TD n. 1266 – TMRP Report n. 70. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization, 2005. p. 197 – 206.

MINGOTI, S. A. **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada, uma abordagem aplicada**. 2 impr. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2013.

MOHTADI, M.; PRANGE, M.; STEINKE, S. Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall. **Nature**, v. 533, p. 191 – 199, May 2016.

MURAKAMI, T.; NAKAZAWA, T. Transition from the Southern to Northern Hemisphere summer monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1470 – 1486, Sep. 1985.

NATIVIDADE, U. A.; GARCIA, S. R.; TORRES, R. R. Tendência dos índices de extremos climáticos observados e projetados no Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 4, p. 600-614, Dec. 2017.

NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, L. A.; ALVES, L. M. Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 8, n. 2, p. 252-262, Feb. 2016.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R.; BERBERY, E. H.; CHAO, W. C.; CHEN, T. C.; COOK, K.; DIAZ, A. F.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A. M.; KOUSKY, V.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J. D.; PAEGLE, J.; ROBERTSON, A. W.; SETH, A.; VERA, C. S.; ZHOU, J. Progress in Pan American CLIVAR research: Understanding the South American Monsoon. **Meteorologica**, v. 27, n. 12, p. 1 – 30, May 2002.

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**, p. 1 – 20, June 2019.

POMPEU, P. S.; GODINHO, H. P. Effects of extended absence of flooding on the fish assemblages of three floodplain lagoons in the middle São Francisco River, Brazil. **Neotropical Ichthyology**, v. 4, n. 4, p. 427-433, Dec. 2006.

POVEDA, G.; JARAMILLO, L.; VALLEJO, L. F. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. **Water Resources Research**, v. 50, n. 1, p. 98-118, Jan 2014.

POVEDA, G.; MESA, O. J. On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. **Geophysical research letters**, v. 27, n. 11, p. 1675-1678, June 2000.

POVEDA, G.; MESA, O. J. The low level westerly jet (Choco jet) and two other jets in Colombia: climatology and variability during ENSO phases. **Rev Academia Colomb Cienc**, v. 23, n. 89, p. 517-528, Dec. 1999.

- POVEDA, G.; WAYLEN, P. R.; PULWARTY, R. S. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 234, n. 1, p. 3-27, Apr. 2006.
- RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A.; The Life Cycle of the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227 – 6246, Dec. 2008.
- RAMAGE, S. C. **Monsoon meteorology**. New York: Academic Press, 1971.
- RAMÍREZ, M. C. V.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmósfera**, v. 12, n. 2, p. 75-88, Abr. 1999.
- ROPELEWSKI, C. F.; GUTZLER, D. S.; HIGGINS, R. W.; MECHOSO, C. R. The North American Monsoon System. In: CHANG, C.-P. Chang, B. Wang and N.-C. G. Lau, (Eds.). **THE GLOBAL MONSOON SYSTEM: RESEARCH AND FORECAST**. WMO/TD n. 1266 – TMRP Report n. 70. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization, 2005. p. 207 – 218.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly weather review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, Aug 1987.
- ROSSO, F.V.; BOIASKI, N.T.; FERRAZ, S.E.T.; ROBLES, T.C. Influence of the Antarctic Oscillation on the South Atlantic Convergence Zone. **Atmosphere**, v. 9, n. 11, p. 431, Nov. 2018.
- RUIZ-VÁSQUEZ, M.; ARIAS, P. A.; MARTÍNEZ, J. A.; ESPINOZA, J. C. Effects of Amazon basin deforestation on regional atmospheric circulation and water vapor transport towards tropical South America. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 9, p. 4169-4189, May. 2020.
- SHEPPARD, P. R.; COMRIE, A. C.; PACKIN, G. D.; ANGERSBACH, K.; HUGHES, M. K. The climate of the US Southwest. **Climate Research**, v. 21, n. 3, p. 219-238, July 2002.
- SHIMIZU, M. H.; AMBRIZZI, T.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 2977 – 2989, Oct. 2017.
- SILVA, A. E.; CARVALHO, L. M.V. Large-scale index for South America monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, n. 2, p. 51-57, Feb. 2007.
- SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, June 2000.
- TASCETTO, A. S.; AMBRIZZI, T. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall?. **Climate dynamics**, v. 38, n. 7-8, p. 1615-1628, Apr. 2012.

TEDESCHI, R. G.; CAVALCANTI, I. F. A.; GRIMM, A. M. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 6, p. 1382 – 1400, May 2013.

TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 8, p. 2045-2064, June 2015.

TIMMERMANN, A.; AN, S.; KUG, J.-S.; JIN, F.-F.; CAI, W.; CAPOTONDI, A.; COBB, K. M.; LENGAIGNE, M.; MCPHADEN, M. J.; STUECKER, M. F.; STEIN, K.; WITTENBERG, A. T.; YUN, K.-S.; BAYR, T.; CHEN, H.-C.; CHIKAMOTO, Y.; DEWITTE, B.; DOMMENGET, D.; GROTHE, P.; GUILYARDI, E.; HAM, Y.-G.; HAYASHI, M.; INESON, S.; KANG, D.; KIM, S.; KIM, W.; LEE, J.-Y.; LI, T.; LUO, J.-J.; MCGREGOR, S.; PLANTON, Y.; POWER, S.; RASHID, H.; REN, H.-L.; SANTOSO, A.; TAKAHASHI, K.; TODD, A.; WANG, G.; WANG, G.; XIE, R.; YANG, W.-H.; YEH, S.-W.; YOON, J.; ZELLER, E.; ZHANG, X. El Niño–southern oscillation complexity. **Nature**, v. 559, n. 7715, p. 535-545, July 2018.

TORREALBA, E. R.; AMADOR, J. A. La corriente en chorro de bajo nivel sobre los Llanos Venezolanos de Sur América. **Revista de Climatología**, v. 10, Jan. 2010.

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2778, Dec. 1997.

VASCONCELLOS, F. C. **A oscilação Antártica-mecanismos físicos e a relação com características atmosféricas sobre a América do Sul/oceanos adjacentes**. 2012. 192 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012.

VASCONCELOS JUNIOR, F. C.; JONES, C.; GANDU, A. W. Interannual and intraseasonal variations of the onset and demise of the pre-wet season and the wet season in the Northern Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, p. 472-484, Sep. 2018.

VERA, C. S.; ALVAREZ, M. S.; GONZALEZ, P. L. M.; LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N. Seasonal cycle of precipitation variability in South America on intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, v. 51, p. 1991 – 2001, Sep. 2018.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; DIAS, P. L. S.; ZHANG, C. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, special section, v.19, P. 4977 – 5000, Oct. 2006.

VITTAL, H.; VILLARINI, G.; ZHANG, W. Early prediction of the Indian summer monsoon rainfall by the Atlantic Meridional Mode. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 3-4, p. 2337-2346, Jan. 2020.

WANG, B.; DING, Q. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 44, n. 3-4, p. 165-183, Jan. 2008.

WANG, H.; FU, R. Cross-Equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. **Journal of Climate**, v.15, P. 1591 – 1608, July 2002.

WARD, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal of the American Statistical Association**, v. 58, p. 236 – 244. Mar. 1963.

WEBSTER, P. J. The elementary monsoon. *In*: FEIN, S.; STEPHENS, P. L. (eds.). **Monsoons**. New York: John Wiley, 1987, p. 3 – 32.

WEBSTER, P. J.; MAGANA, V. O.; PALMER, T. N.; SHUKLA, J.; TOMAS, R. A.; YANAI, M.; YASUNARI, T. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 14451 – 14510, June 1998.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. San Diego: Elsevier, 2006.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 4. ed. San Diego: Elsevier, 2006.

XIE, P.; CHEN, M.; YANG, S.; YATAGAI, A.; HAYASAKA, T.; FUKUSHIMA, Y.; LIU, C. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 3, p. 607-626, June 2007.

YEPES, J.; POVEDA, G.; MEJÍA, J. F.; MORENO, L.; RUEDA, C. CHOCO-JEX: A research experiment focused on the Chocó low-level jet over the far eastern Pacific and western Colombia. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 100, n. 5, p. 779-796, Dec. 2019.

YUE, S.; PILON, P.; PHINNEY, B.; CAVADIAS, G. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 9, p. 1807-1829, June 2002.

ZHOU, J. Y.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 05, p. 1020 – 1040, May 1998.

ZHOU, J. Y.; LAU, K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 13, p. 1623 – 1644, Nov. 2001.

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LIEBMANN B.; SILVA DIAS M. A. A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 5, p. 2269-2279, Apr. 2017.

ANEXO A



Figura A-1 – Mapa de localização das principais bacias hidrográficas na AS. Criado na plataforma online Learn ArcGIS/ESRI com dados obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA).

ANEXO B

Tabela B-1 – Pêntadas de IEC, FEC e duração de cada EC do período de 1979 a 2019 (40 ECs) determinadas através do método de RolAnt utilizando a média móvel com três pêntadas (MM3) e com cinco pêntadas (MM5). Método aplicado nas regiões: S1 e S2. Datas hachuradas em rosa indicam que o IEC (FEC) apresentaram mudanças de sinais antes (depois) de estabelecer o IEC (FEC).

EC	S1						S2					
	MM3 pêntadas			MM5 pêntadas			MM3 pêntadas			MM5 pêntadas		
	IEC	FEC	Duração	IEC	FEC	Duração	IEC	FEC	Duração	IEC	FEC	Duração
1979-1980	55	29	47	56	30	47	59	29	43	60	28	41
1980-1981	56	29	46	56	29	46	63	30	40	62	29	40
1981-1982	56	29	46	56	28	45	62	28	39	62	28	39
1982-1983	56	31	48	56	31	48	61	29	41	62	29	40
1983-1984	55	29	47	55	29	47	61	29	41	61	29	41
1984-1985	55	31	49	55	31	49	57	31	47	57	31	47
1985-1986	52	29	50	51	29	51	60	28	41	59	28	42
1986-1987	53	30	50	52	29	50	57	27	43	57	28	44
1987-1988	52	31	52	53	31	51	58	31	46	59	31	45
1988-1989	56	33	50	55	33	51	61	33	45	60	32	45
1989-1990	56	29	46	56	30	47	59	27	41	59	28	42
1990-1991	55	29	47	55	32	50	65	33	41	64	32	41
1991-1992	59	29	43	59	29	43	64	26	35	63	25	35
1992-1993	48	32	57	56	31	48	63	29	39	62	28	39
1993-1994	55	31	49	56	31	48	58	31	46	60	31	44
1994-1995	54	32	51	53	31	51	57	32	48	58	32	47

1995-1996	58	32	47	59	31	45	61	28	40	61	31	43
1996-1997	49	29	53	50	29	52	60	28	41	62	28	39
1997-1998	58	30	45	58	30	45	64	30	39	63	30	40
1998-1999	59	32	46	60	32	45	63	31	41	64	31	40
1999-2000	53	27	47	59	28	42	64	28	37	63	28	38
2000-2001	53	29	49	56	29	46	60	29	42	60	28	41
2001-2002	56	29	46	56	29	46	63	29	39	64	29	38
2002-2003	56	28	45	57	29	45	62	27	38	60	28	41
2003-2004	54	27	46	52	28	49	61	26	38	60	27	40
2004-2005	49	27	51	55	28	46	59	27	41	61	29	41
2005-2006	58	27	42	58	28	43	65	30	38	65	29	37
2006-2007	53	30	50	53	29	49	59	28	42	63	29	39
2007-2008	57	29	45	58	29	44	66	30	37	65	30	38
2008-2009	59	33	47	59	33	47	62	33	44	62	33	44
2009-2010	56	28	45	56	29	46	64	28	37	63	28	38
2010-2011	56	30	47	57	31	47	59	31	45	60	31	44
2011-2012	55	29	47	55	29	47	60	27	40	61	27	39
2012-2013	55	29	47	56	29	46	59	29	43	60	29	42
2013-2014	55	30	48	56	29	46	61	30	42	63	29	39
2014-2015	55	30	48	55	30	48	62	30	41	62	29	40
2015-2016	55	31	49	55	30	48	61	31	43	68	30	35
2016-2017	54	29	48	54	28	47	60	27	40	61	27	39
2017-2018	58	29	44	59	29	43	62	29	40	62	29	40
2018-2019	56	29	46	57	28	44	61	30	42	61	30	42

Continuação da tabela.

Tabela B-2 – Pêntadas de IEC, FEC e duração de cada EC do período de 1979 a 2019 (40 ECs) determinadas através do método de RolAnt utilizando a média móvel com três pêntadas (MM3) e com cinco pêntadas (MM5). Método aplicado nas regiões: S3 e S4. Datas hachuradas em rosa indicam que o IEC (FEC) apresentaram mudanças de sinais antes (depois) de estabelecer o IEC (FEC).

EC	S3						S4					
	MM3 pêntadas			MM5 pêntadas			MM3 pêntadas			MM5 pêntadas		
	IEC	FEC	Duração	IEC	FEC	Duração	IEC	FEC	Duração	IEC	FEC	Duração
1979-1980	57	22	38	57	24	40	57	21	37	60	21	34
1980-1981	58	25	40	57	25	41	52	11	32	61	19	31
1981-1982	56	26	43	56	26	43	55	18	36	55	18	36
1982-1983	57	30	46	57	29	45	56	20	37	58	21	36
1983-1984	55	27	45	55	27	45	52	24	45	52	24	45
1984-1985	56	29	46	56	28	45	58	23	38	64	22	31
1985-1986	56	28	45	56	28	45	61	19	31	68	19	24
1986-1987	56	27	44	56	28	45	66	16	23	65	17	25
1987-1988	57	29	45	56	29	46	59	19	33	60	29	42
1988-1989	57	27	43	57	28	44	60	26	39	65	25	33
1989-1990	57	23	39	58	28	43	66	13	20	65	13	21
1990-1991	57	27	43	56	28	45	59	20	34	60	21	34
1991-1992	60	25	38	60	26	39	55	23	41	61	24	36
1992-1993	57	26	42	58	27	42	50	20	43	51	20	42
1993-1994	56	27	44	56	27	44	53	18	38	53	18	38
1994-1995	58	29	44	57	29	45	59	16	30	60	21	34
1995-1996	60	27	40	61	27	39	58	22	37	63	22	32
1996-1997	58	27	42	58	27	42	59	20	34	59	21	35
1997-1998	59	29	43	59	29	43	59	20	34	60	20	33

1998-1999	61	27	39	61	27	39	54	18	37	56	17	34
1999-2000	60	25	38	60	25	38	62	18	29	68	18	23
2000-2001	59	25	39	58	26	41	63	20	30	64	22	31
2001-2002	56	28	45	56	28	45	53	15	35	54	16	35
2002-2003	58	27	42	59	26	40	61	22	34	61	21	33
2003-2004	60	26	39	59	26	40	60	17	30	65	18	26
2004-2005	58	26	41	58	26	41	58	19	34	57	19	35
2005-2006	60	26	39	60	26	39	50	15	38	52	21	42
2006-2007	54	26	45	55	26	44	54	17	36	54	16	35
2007-2008	59	28	42	60	28	41	61	22	34	60	22	35
2008-2009	61	30	42	61	30	42	60	21	34	60	20	33
2009-2010	56	22	39	56	22	39	54	15	34	52	18	39
2010-2011	58	28	43	57	28	44	67	16	22	56	19	36
2011-2012	58	26	41	58	27	42	68	13	18	69	14	18
2012-2013	57	28	44	58	27	42	60	22	35	60	22	35
2013-2014	56	25	42	57	26	42	56	23	40	56	21	38
2014-2015	60	29	42	60	29	42	54	21	40	63	28	38
2015-2016	56	23	40	60	24	37	55	19	37	61	19	31
2016-2017	55	25	43	55	25	43	59	17	31	58	22	37
2017-2018	61	25	37	60	25	38	60	19	32	61	19	31
2018-2019	58	27	42	57	27	43	56	22	39	58	24	39

Continuação da tabela.

Tabela B-3 – Pêntadas de IEC, FEC e duração de cada EC do período de 1979 a 2019 (40 ECs) determinadas através do método de RolAnt utilizando a média móvel com três pêntadas (MM3) e com cinco pêntadas (MM5). Método aplicado na região S6. Datas hachuradas em rosa indicam que o IEC (FEC) apresentaram mudanças de sinais antes (depois) de estabelecer o IEC (FEC).

EC	S6					
	MM3 pêntadas			MM5 pêntadas		
	IEC	FEC	Duração	IEC	FEC	Duração
1979-1980	62	17	28	63	21	31
1980-1981	62	10	21	63	20	30
1981-1982	61	18	30	61	17	29
1982-1983	69	20	24	70	20	23
1983-1984	62	23	34	62	24	35
1984-1985	66	23	30	66	23	30
1985-1986	66	19	26	65	19	27
1986-1987	66	21	28	66	21	28
1987-1988	63	19	29	63	25	35
1988-1989	66	25	32	65	25	33
1989-1990	59	14	28	60	13	26
1990-1991	65	19	27	64	20	29
1991-1992	63	21	31	63	21	31
1992-1993	60	13	26	60	14	27
1993-1994	66	17	24	68	22	27
1994-1995	65	22	30	65	23	31
1995-1996	65	23	31	65	23	31
1996-1997	65	21	29	64	27	36
1997-1998	66	18	25	65	18	26
1998-1999	62	18	29	61	17	29
1999-2000	64	17	26	63	18	28
2000-2001	62	23	34	67	22	28
2001-2002	63	15	25	63	16	26
2002-2003	62	20	31	67	20	26
2003-2004	71	21	23	71	20	22
2004-2005	66	20	27	67	19	25
2005-2006	65	24	32	65	23	31
2006-2007	61	16	28	61	16	28
2007-2008	66	21	28	66	22	29
2008-2009	63	27	37	65	27	35
2009-2010	59	20	34	59	19	33
2010-2011	68	17	22	68	19	24
2011-2012	67	12	18	68	13	18
2012-2013	62	22	33	62	21	32

2013-2014	66	20	27	68	20	25
2014-2015	65	19	27	66	20	27
2015-2016	65	19	27	71	18	20
2016-2017	64	17	26	69	21	25
2017-2018	64	17	26	64	20	29
2018-2019	65	22	30	65	22	30

Continuação da tabela.

Tabela B-4 – TP (mm) em cada EC no do período de 1979 a 2019 (40 ECs) para cada região. Foi acumulado a precipitação ocorrida durante a EC determinada pelo método de RolAnt com a MM5.

EC	S1	S2	S3	S4	S6
1979-1980	1662,14	1627,76	1790,51	1165,68	860,23
1980-1981	1746,21	1308,86	1617,25	954,57	803,17
1981-1982	1890,65	1771,18	1833,95	1308,76	653,87
1982-1983	1532,96	1075,50	1509,79	1375,72	585,73
1983-1984	1862,70	2084,13	1687,34	1194,13	704,01
1984-1985	1829,30	2214,66	1738,50	1074,68	913,21
1985-1986	1923,36	2062,39	1578,25	717,10	711,62
1986-1987	1917,51	1535,59	1428,14	885,17	495,89
1987-1988	1932,09	1922,34	1762,97	1216,23	747,98
1988-1989	1969,94	2170,80	1637,94	1044,88	652,57
1989-1990	1678,35	1634,67	1731,54	725,43	714,73
1990-1991	1875,52	1580,10	1687,20	1070,32	599,64
1991-1992	1429,80	1187,48	1575,14	1054,62	835,29
1992-1993	1754,69	1413,91	1583,87	1226,91	530,01
1993-1994	1947,98	2139,85	1659,48	1092,00	625,82
1994-1995	1804,55	1710,12	1771,11	1170,74	610,57
1995-1996	1761,55	1995,66	1410,27	1017,38	634,19
1996-1997	1880,95	1660,31	1697,71	1126,03	893,56
1997-1998	1534,56	1382,79	1302,58	1111,35	437,85
1998-1999	1782,66	1941,72	1395,06	1077,14	668,28
1999-2000	1660,82	1865,03	1577,53	837,39	778,30
2000-2001	1786,38	1780,99	1380,18	897,79	512,57
2001-2002	1800,54	1540,16	1624,48	1070,18	655,94
2002-2003	1763,65	1676,98	1484,18	1111,82	554,98
2003-2004	1774,33	1624,03	1673,12	804,62	764,33
2004-2005	1487,80	1395,36	1397,52	987,10	570,97

2005-2006	1556,07	2079,21	1370,76	1119,61	717,94
2006-2007	1577,55	1527,60	1341,94	1093,32	686,61
2007-2008	1666,81	1733,38	1404,21	1032,43	684,37
2008-2009	1734,18	2150,93	1502,31	916,14	847,63
2009-2010	1491,59	1356,31	1421,19	1200,24	614,47
2010-2011	1537,31	1897,43	1578,55	1127,65	582,98
2011-2012	1588,63	1271,85	1400,71	459,81	258,85
2012-2013	1513,89	1481,14	1327,83	939,21	502,04
2013-2014	1551,60	1205,83	1436,97	752,19	467,74
2014-2015	1520,86	1050,53	1195,66	833,09	359,13
2015-2016	1377,09	1061,02	1071,94	1016,33	414,74
2016-2017	1561,80	1461,78	1115,86	878,56	352,94
2017-2018	1405,55	1422,87	1292,91	925,52	536,94
2018-2019	1447,36	1576,65	1253,36	959,59	512,88

Continuação da tabela.

ANEXO C

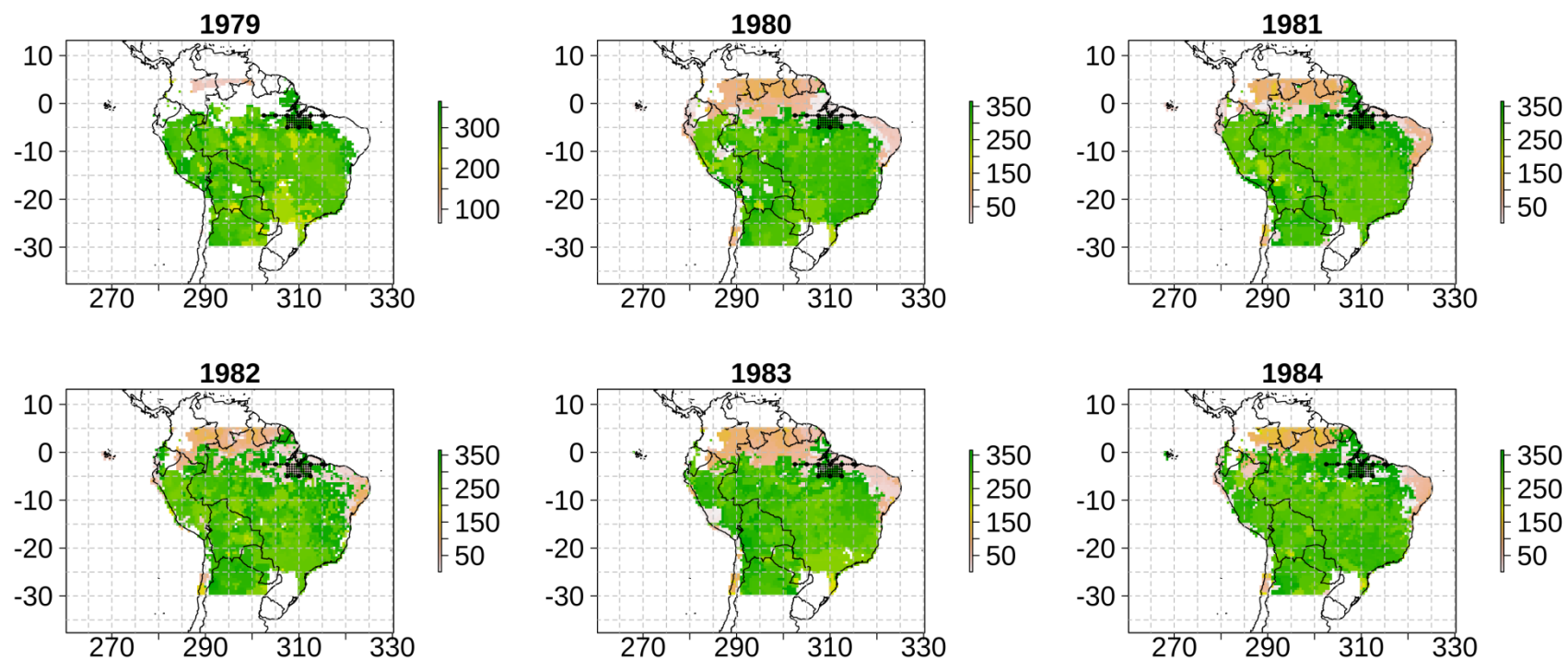


Figura C-1 – IEC em dias juliano determinado por BO19. O intervalo de 1979 a 1984 foi selecionado como exemplo, pois nos anos seguintes as características apresentadas são semelhantes. Pontos pretos no norte da AS são referentes aos pontos de grade da região S2.

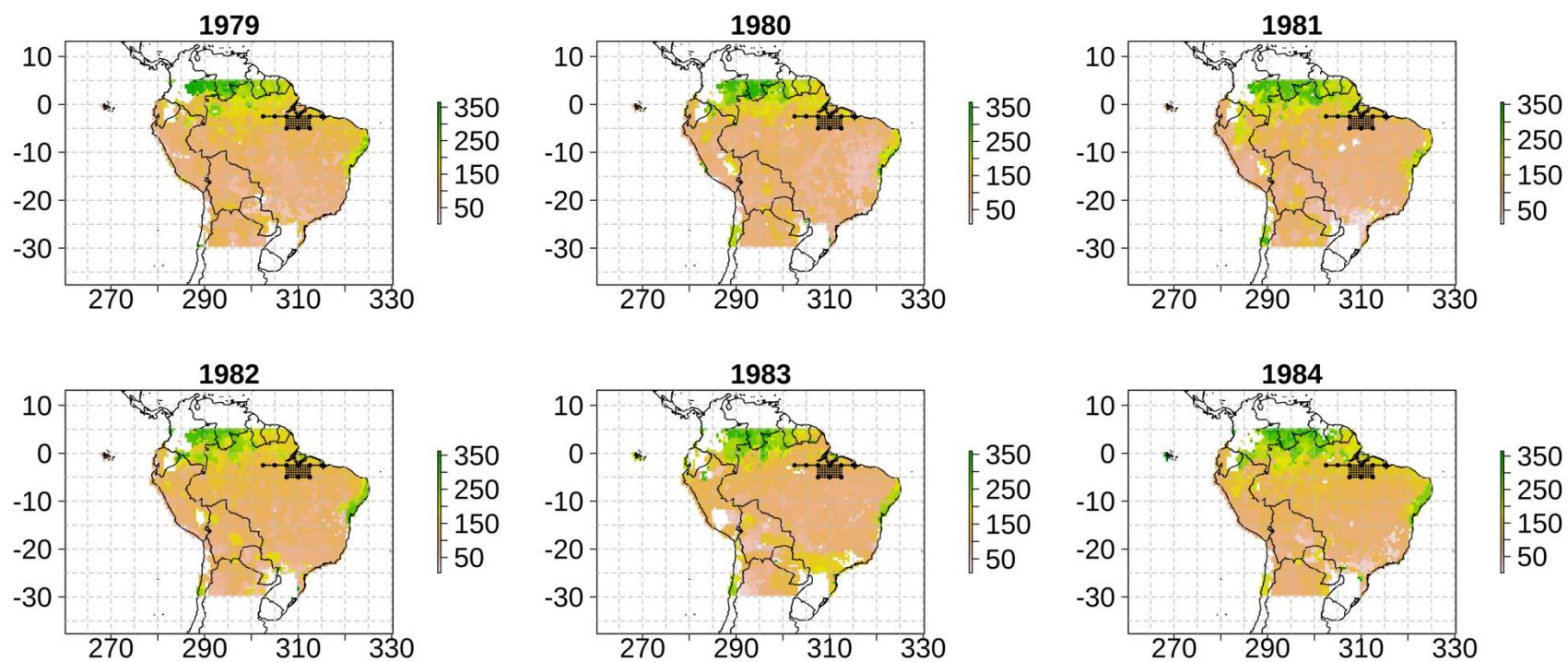


Figura C-2 – FEC em dias juliano determinado por BO19. O intervalo de 1979 a 1984 foi selecionado como exemplo, pois nos anos seguintes as características apresentadas são semelhantes. Pontos pretos no norte da AS são referentes aos pontos de grade da região S2.

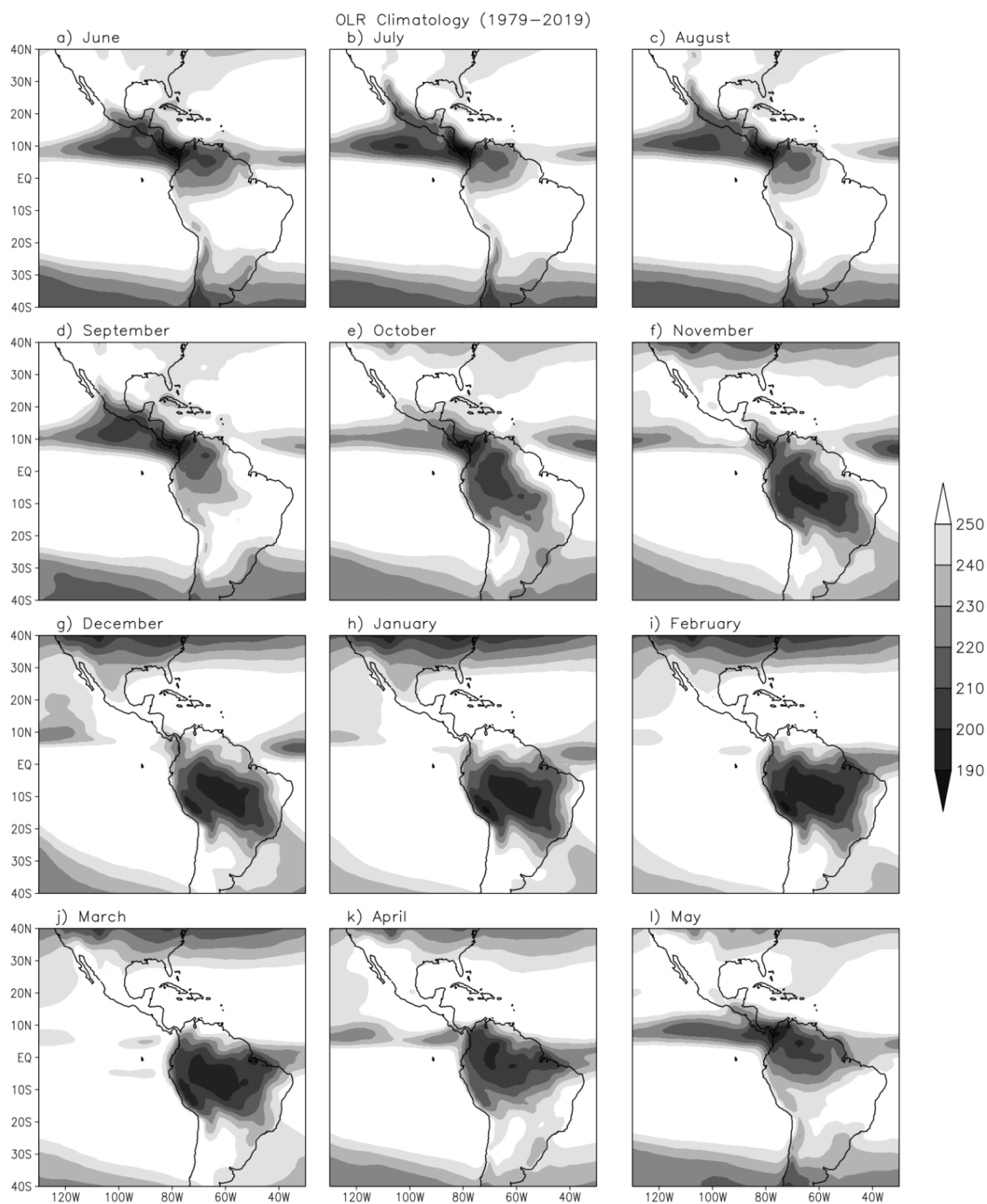


Figura C-3 – Climatologia mensal de ROL (Wm^{-2}) no período de 1979 a 2019. Cores mais escuras indicam convecção mais intensa.

ANEXO D



Figura D-1 – Série completa de precipitação em pêntadas (linha cinza) no período de 1979 a 2019 na região S1 e linha de regressão linear (linha preta). No canto superior direito está indicado o coeficiente de inclinação determinado na regressão linear.

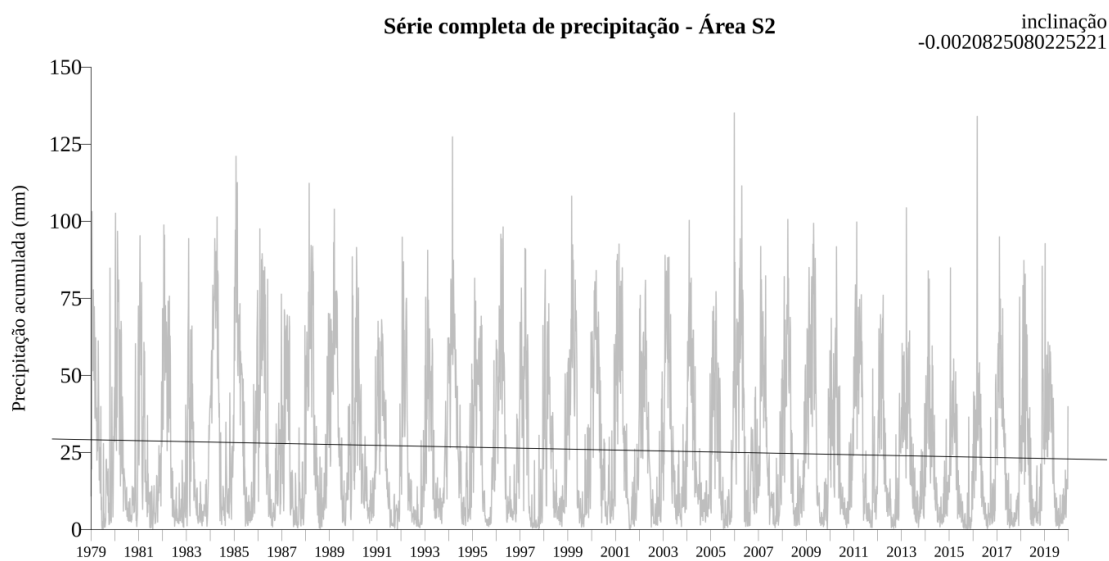


Figura D-2 – Idem à Figura D-1, mas para a região S2.

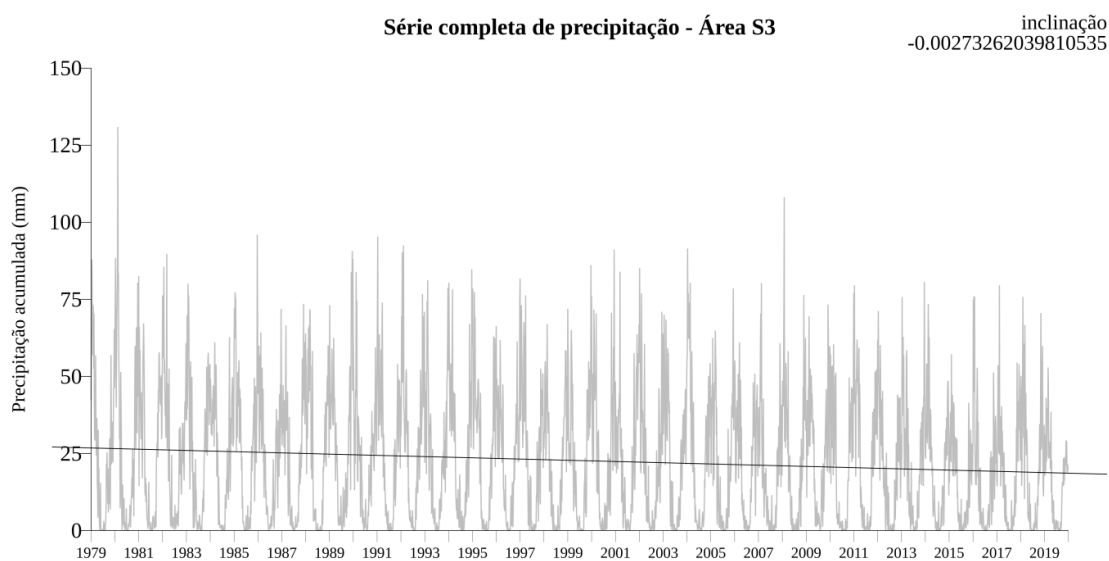


Figura D-3 – Idem à Figura D-1, mas para a região S3.

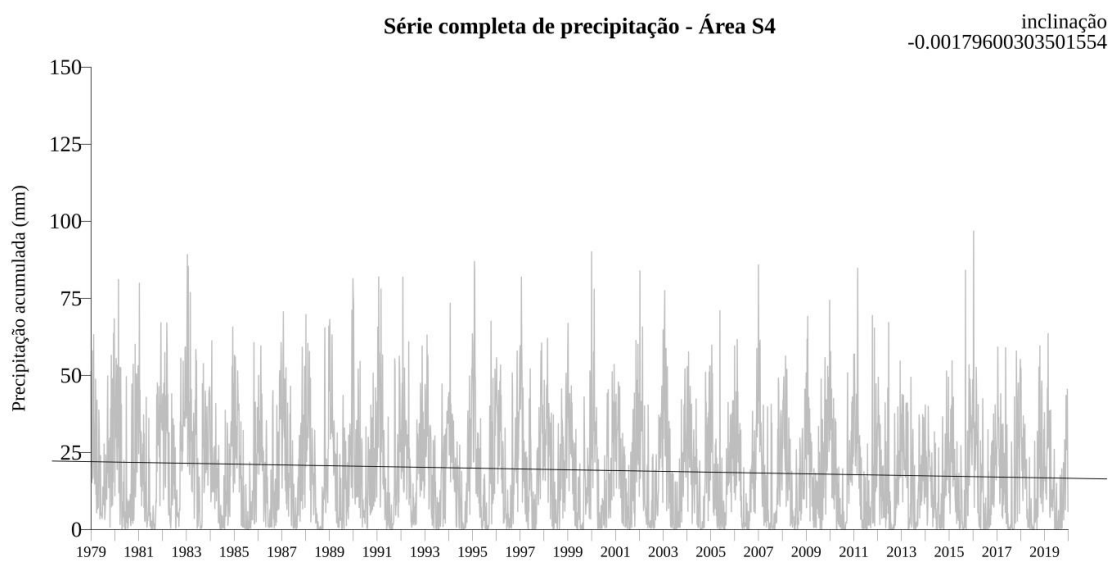


Figura D-4 – Idem à Figura D-1, mas para a região S4.

