

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Igor Stivanelli Custódio

**Mudanças nas chuvas mensais extremas
no Sudeste Brasileiro durante o Último
Milênio**

São Paulo
2017

Igor Stivanelli Custódio

Mudanças nas chuvas mensais extremas no Sudeste Brasileiro durante o Último Milênio.

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias.

São Paulo

2017

*Aos meus pais, Glaucina e Luís Marcelo, por todo o incentivo,
apoio, dedicação e carinho em todos os momentos.*

Agradecimentos

Aos meus pais, pela motivação, exemplo, dedicação, confiança que depositaram em mim e sempre me apoiando a seguir em frente.

Ao Dr. Pedro Leite da Silva Dias, pela orientação, pela oportunidade e proposta de pesquisa. Ao seu contagiante entusiasmo pela meteorologia e ciência, pelas conversas e discussões com relação ao trabalho, pelos seus ensinamentos e conhecimentos transmitidos e por sempre apresentar ideias para solucionarmos os problemas encontrados.

À Dra. Tatiana Jorgetti por toda a experiência e ajuda na execução do trabalho, pelas ideias que foram cruciais e pelo companheirismo durante a jornada paleo.

A todos os professores do departamento de Ciências Atmosféricas do IAG, pelos ensinamentos passados, em especial aos professores Dr. Tércio Ambrizzi e Dr. Humberto Ribeiro da Rocha pelas sugestões durante a qualificação

À Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros, por acreditar em mim e me incentivar e iniciar na carreira de pesquisa acadêmica.

À Dra. Michelle Simões Reboita, pela fundamental ajuda na programação em MATLAB® o que possibilitou a elaboração deste trabalho.

Ao Alberto, Damian, Edson, Jennifer, João, Leandro, Luan, Luana, Tayla, Vannia e Victor amigos que fiz durante esses dois anos no IAG e que fizeram os momentos vividos mais leves e dividiram as tensões e alegrias durante esse período.

À Amanda, Bruno, Carol, Cleverson, Débora, Diego, Felipe, Giuliano, Heloísa, Igor, Jordan, Josi, Lucas, Rebeca, Rodolfo, Thais, Valdir e Vinicius amigos de longa data que, apesar da distância, sempre se fizeram presentes, compartilhando os mais diversos momentos, alegrias e realizações em todos esses anos.

A todos os pesquisadores envolvidos no projeto PALEOCEANO, pelos ensinamentos fundamentais sobre a atual linha de pesquisa e pelas oportunidades de encontros e reuniões para expor e discutir os resultados.

Ao Laboratório Master pela infraestrutura e à toda ajuda prestada por sua equipe em diversos momentos.

Aos Drs. Gilvan Sampaio e Ilana Wainer pela colaboração e sugestões durante a banca de defesa deste trabalho.

À CAPES pelo auxílio financeiro através do projeto PALEOCEANO.

Resumo

CUSTÓDIO, I. S. **Mudanças nas chuvas mensais extremas no Sudeste Brasileiro durante o Último Milênio**. 2017. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

A variabilidade climática natural é um importante fator a ser entendido para explorar o potencial preditivo do clima e avaliar o papel da forçante antropogênica. Registros paleoclimáticos fornecem indícios da variabilidade do passado e cobrem um período muito maior do que o da era instrumental. O objetivo geral deste estudo é explorar produtos das simulações climáticas do Último Milênio – LM (entre os anos 850 e 1849), no contexto do programa PMIP3, para avaliar a variabilidade dos extremos de precipitação mensal com ênfase na região Sudeste do Brasil e verificar, em linhas gerais, a coerência com a estimativa via *proxies* paleoclimáticos. São explorados aspectos de grande escala associados com o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), assim como suas relações com indicadores da variabilidade climática de baixa frequência. Utilizou-se o Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM) aplicado no conjunto médio ponderado (CMP) das simulações dos modelos climáticos CCSM4-M, GISS-E2-R, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM, MPI-ESM-P e MRI-ESM. O CMP foi elaborado através da ponderação dos modelos, em cada ponto de grade, pelo inverso da raiz do erro médio quadrático, após a remoção do viés, estimado com base na diferença entre as simulações do clima presente (1982-2005) e observações de precipitação. Os modelos do CMIP tendem a produzir uma banda dupla da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no oceano Atlântico, o que ocasiona uma superestimativa dos acumulados de precipitação na região Nordeste do Brasil durante o verão. Apesar disso, os modelos simulam o núcleo principal de precipitação do SMAS e da ZCAS, assim como as diferenças entre o verão e inverno e o deslocamento para norte da banda de nebulosidade da ZCIT. Para o período do LM, a precipitação do CMP durante a Anomalia Medieval do Clima (AMC) e Pequena Idade do Gelo (LIA), é coerente com os *proxies* paleoclimáticos na região Centro-Oeste. Na região Nordeste, o período AMC (LIA) foi caracterizado pela diminuição (aumento) das chuvas nas estações de verão e outono. No SE, a LIA (AMC) foi mais chuvosa durante os meses de primavera (verão e outono). Com relação ao LISAM tem-se que os padrões relacionados aos dois primeiros modos (SMAS e a ZCAS, respectivamente) durante o LM foram semelhantes àqueles encontrados no período histórico. As variabilidades temporais das séries dos coeficientes de expansão dos modos do LISAM mostram períodos de variação associados à variabilidade dos ciclos e manchas solares, assim como oscilações internas do sistema. A variabilidade interna do LISAM e ZCAS apresenta indícios de conexões com o oceano Atlântico Tropical Norte e Sul e com o oceano Pacífico (mais evidente durante o LIA). Os indicadores de extremos de precipitação no Sudeste também estão conectados com anomalias da temperatura superficial do Atlântico e Pacífico. No entanto, a variância explicada pelos índices climáticos é pequena e sugere que os extremos também são influenciados por forçantes externas, como as variações dos ciclos solares e erupções vulcânicas, assim como ocorre para o LISAM e ZCAS.

Palavras-chave: PALEOCLIMATOLOGIA; LISAM; VARIABILIDADE.

Abstract

CUSTÓDIO, I. S. **Changes in extreme monthly rainfall over Southeastern Brazil during the Last Millennium**. 2017. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

The natural climate variability is an important factor to be understood for exploring the predictive potential of the climate and to evaluate the role of the anthropogenic forcing. Paleoclimate records provide indications of the past variability and cover a much longer period than the instrumental era. The main purpose of this study is to explore the products of the Last Millennium – LM (850-1849) climatic simulations, in the context of the PMIP3 program, to evaluate the variability of monthly rainfall extremes in the Southeastern region of Brazil and to verify, in general, the coherence with the estimate via paleoclimatic records. Large-scale aspects associated with the South America Monsoon System (SAMS) and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) are explored, as well as its relations with the indicators of the low-frequency climate variability. The analyses have been based on the Large-scale Index for South America Monsoon (LISAM) applied in the weighted average set (WAS) in the simulations of the climate models CCSM4-M, GISS-E2-R, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM, MPI-ESM-P e MRI-ESM. The WAS was elaborated through the weighting of the models, in each grid point, by the inverse of the root mean square error, after the bias removal, estimated based on the difference between the present climate simulations (1982-2005) and observations. The CMIP models tend to reproduce a double band of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) in the Atlantic Ocean, which causes a rainfall overestimation in the Northeastern region of Brazil during summer. Although the models simulate the main center of rainfall in the SAMS and the SACZ, as well as the differences among the summer and winter and the cloudiness band ITCZ displacement to the north. For the LM period, the WAS presented a precipitation simulation to the times of the Climate Medieval Anomaly (CMA) and the Little Ice Age (LIA) that was coherent with the paleoclimatic proxies over the mid-west region. Over the northeast, the CMA (LIA) period have been characterized by decrease (increase) in the rainfall in the summer and autumn. In the Southeast, the rainier LIA (CMA) was during the spring months (summer and autumn). Regarding with the LISAM the patterns related to the first two modes (SAMS and SACZ, respectively) during LM were similar to those found in the historical period. The temporal variability of the expansion coefficient series of the LISAM modes show periods of variation associated with the variability of solar cycles and stains, as well as internal oscillations of the system. The internal variability of the LISAM and SACZ showed strong influences of the North and South Tropical Atlantic Ocean and the Pacific Ocean (more evident during LIA). The precipitation extreme indicators for the southeast region also showed strong influences with the surface temperature anomalies of the Atlantic and Pacific oceans. However, the variance explained by the climatic indexes is small and suggests that the extremes are also influenced by external forcings, such as variations of solar cycles and volcanic eruptions, as it happens for LISAM and SACZ.

Palavras-chave: PALEOCLIMATE; LISAM; VARIABILITY.

Lista de Figuras

- Figura 2.1. Anomalia do vento climatológico em 900 hPa, obtido através do GOES-1 DAS, para (a) janeiro e (b) julho. Figura extraída de Zhou e Lau (1998). -----5
- Figura 2.2. Climatologia sazonal de precipitação, com base nos dados mensais do GPCP, para o período de 1982 a 2005, sendo: (a) média do trimestre setembro-outubro-novembro (SON); (b) dezembro-janeiro-fevereiro (DJF); (c) março-abril-maio (MAM); (d) junho-julho-agosto (JJA). -----6
- Figura 2.3. Desvio Padrão de ROL ($W.m^{-2}$) durante os meses de DJF (1979-1996). As áreas tracejadas indicam a divisão da ZCAS em Amazônica, Costeira e Oceânica. Figura extraída de Carvalho et al. (2002).----- 11
- Figura 2.4. (a) Diferença de insolação (2000 - 850) para o período do LM em função da latitude e dias do ano, extraído de Schmidt et al. (2011). (b) Temperatura global anual durante os últimos 2000 anos, as reconstruções estão indicadas na figura pelas linhas coloridas, as linhas pretas indicam a média de temperatura do período instrumental do Hadley Center/Climate Research Unit (HadCRUT4; CRUTEM4), figura extraída do quinto relatório do IPCC (2013). ----- 15
- Figura 2.5. Mudança na intensidade do SMAS durante os últimos 2300 anos mostrados em alta resolução através dos registros de isótopos de $\delta^{18}O$ para o (a) Lago de Pumacocha (BIRD et al., 2011) e (b) caverna Cristal (VUILLE et al., 2012). A linha cinza ao fundo do gráfico é a reconstrução da temperatura do HN feita por Moberg et al. (2005). Figura adaptada de Vuille et al. (2012). ----- 17
- Figura 3.1. Esquema ilustrativo dos dados de entrada para o LISAM. ----- 31
- Figura 4.1. Climatologia de precipitação (primeira coluna; [$mm.dia^{-1}$]), umidade específica (segunda coluna; [$g.kg^{-1}$]), temperatura [$^{\circ}C$] e vento (terceira coluna; [$m.s^{-1}$]) em 850 hPa para DJF, sendo os dados referentes a Reanálise (letras (a) a (c)) e os modelos: (d)-(f) CCSM4; (g)-(i) GISS; (j)-(l) IPSL; (m)-(o) MIROC; (p)-(r) MPI; (s)-(u) MRI; (v)-(x) Conjunto médio ponderado (CM) dos modelos. ----- 36
- Figura 4.2. Igual à Figura 4.1, mas para o trimestre JJA. ----- 40
- Figura 4.3. BIAS da precipitação [$mm.dia^{-1}$] para os modelos: (a) CCSM4; (b) GISS; (c) IPSL; (d) MIROC; (e) MPI; (f) MRI. ----- 42
- Figura 4.4. Igual à Figura 4.3, mas para a temperatura [$^{\circ}C$]. ----- 43
- Figura 4.5. Igual à Figura 4.3, mas para a umidade específica [$g.kg^{-1}$]. ----- 44
- Figura 4.6. Igual à Figura 4.3, mas para a componente zonal do vento [$m.s^{-1}$]. ----- 45
- Figura 4.7. Igual à Figura 4.3, mas para a componente meridional do vento [$m.s^{-1}$] 45
- Figura 4.8. Primeiro modo da EOFc, relativo ao SMAS, para o conjunto médio dos modelos (primeira coluna), os dados observados (segunda coluna) e as imagens extraídas de Silva e Carvalho (2007; terceira coluna) para as variáveis: (a)-(c) precipitação; (d)-(f) temperatura; (g)-(i) umidade; (j)-(l) vento zonal; (m)-(o) vento meridional. Escala de cores indica a correlação entre a série temporal do modo com o campo espacial de cada variável. A variância explicada pelo primeiro modo foi de 56% e 37,2% para o CMP e os dados observados, respectivamente. ----- 47

- Figura 4.9. Variância explicada pelos 12 primeiros modos da EOFc e o erro amostral calculado pelo método de North et al. (1982) utilizando os dados: (a) observados (Reanálise e GPCP); (b) CMP dos modelos. ----- 49
- Figura 4.10. Segundo modo da EOFc, relativo à ZCAS, para o conjunto médio dos modelos (primeira coluna) e os dados observados (segunda coluna), para as variáveis: (a) e (b) precipitação; (c) e (d) temperatura; (e) e (f) umidade; (g) e (h) vento zonal; (i) e (j) vento meridional. Escala de cores indica a correlação entre a série temporal do modo com o campo espacial de cada variável. A variância explicada pelo segundo modo foi de 18,6% e 12,3% para o CMP e os dados observados, respectivamente. ----- 50
- Figura 4.11. Diagrama de Taylor, comparativo dos três primeiros modos da análise de EOFc para cada modelo utilizado (números). Os pontos vermelhos indicam a série temporal do primeiro modo da EOFc, os triângulos azuis representam o segundo modo da EOFc e os quadrados verdes o terceiro modo da EOFc. ----- 52
- Figura 5.1. Diferença sazonal de precipitação [mm.dia^{-1}] entre os períodos AMC-HIST (primeira coluna), LIA-HIST (segunda coluna) e AMC-LIA (terceira coluna). ----- 55
- Figura 5.2. Igual à Figura 5.1, mas para a temperatura [$^{\circ}\text{C}$]. ----- 56
- Figura 5.3. Variância explicada pelos 12 primeiros modos da EOFc e o erro amostral calculado pelo método de North et al. (1982) para o período do LM. ----- 57
- Figura 5.4. Ciclo anual da série temporal do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOFc. ----- 59
- Figura 5.5. Primeiro modo da EOFc, relativo ao SMAS, do CMP para o período do LM, sendo: (a) precipitação; (b) umidade específica; (c) vento zonal; (d) vento meridional; (e) temperatura. A escala de cores representa a correlação entre a série temporal dos coeficientes de expansão do modo da EOF com o campo espacial de cada variável. ----- 60
- Figura 5.6. Igual à Figura 5.4, mas para o segundo modo da EOFc. ----- 62
- Figura 5.7. Detecção de mudança de regime para o trimestre de verão da série temporal do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOFc (linha preta). As setas para cima (baixo) indicam o ano que houve uma mudança positiva (negativa) da média do índice (linha vermelha) segundo o teste de Rodionov (2004). ----- 63
- Figura 5.8. Profundidade óptica da camada para o período do LM, associada aos aerossóis estratosféricos de origem vulcânica. Figura extraída de Schmidt et al. (2011). ----- 64
- Figura 5.9. Espectrograma da análise de ondeleta da série temporal do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOFc. ----- 66
- Figura 5.10. Correlação entre os índices de variabilidade de baixa frequência e a série temporal sazonal do primeiro modo da EOFc, para os períodos AMC (a) e LIA (b). Os números em vermelho indicam valores não significativos ao nível de confiança de 95%. ----- 68
- Figura 5.11. Igual à Figura 5.10, mas para o segundo modo da EOFc. ----- 69
- Figura 6.1. Sub-regiões do sudeste do Brasil. R1 região sul e leste do estado de SP; R2 região que engloba a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira; R3 Rio de Janeiro e

Oceânico adjacente; R4 Junção das regiões da Zona da Mata, Espírito Santo e norte do Rio de Janeiro; R5 região noroeste e norte de Minas Gerais; R6 região norte e noroeste de São Paulo e parte do triângulo mineiro. ----- 72

Figura 6.2. Boxplot mensal da precipitação [mm.dia^{-1}] nas sub-regiões do SE brasileiro. ----- 73

Figura 6.3. Evolução dos valores de precipitação que definem os percentis 80% (primeira coluna), 95% (segunda coluna) e 99% (terceira coluna) para cada intervalo de 20 anos da estação chuvosa das sub-regiões do SE brasileiro. As retas vermelhas indicam a tendência linear calculada, separadamente, para o período AMC e LIA. - 75

Figura 6.4. Igual à Figura 6.3, mas para a estação seca. ----- 77

Figura 6.5. Evolução dos parâmetros de forma κ (primeira coluna), de escala σ (segunda coluna) e de localização μ (terceira coluna) para cada intervalo de 20 anos da estação chuvosa das sub-regiões do SE brasileiro. As retas vermelhas indicam a tendência linear calculada, separadamente, para o período AMC e LIA. ----- 80

Figura 6.6. Igual à Figura 6.5, mas para a estação seca. ----- 82

Figura A.1. Exemplo de um Diagrama de Taylor. Figura extraída de Taylor (2001). ----- 107

Figura II.1. Diferença sazonal do vento zonal [m.s^{-1}] entre os períodos AMC-HIST (primeira coluna), LIA-HIST (segunda coluna) e AMC-LIA (terceira coluna) ----- 120

Lista de Tabelas

<i>Tabela 3.1. Resumo das condições de contorno para o período do LM. Adaptado de Schmidt et al. (2011).</i>	22
<i>Tabela 3.2. Modelos Climáticos utilizados, país do centro desenvolvedor, resolução espacial (latitude x longitude) e referências de cada modelo (TAYLOR et al., 2011; YIN et al., 2013; MASSON-DELMOTTE et al., 2013).</i>	23
<i>Tabela 6.1. Média dos parâmetros da GEV para os períodos AMC e LIA de cada sub-região do SE brasileiro. Sendo a estação chuvosa (seca) indicada pelo índice w (d).</i>	79
<i>Tabela 6.2. Variância explicada pela regressão múltipla com os índices climáticos de maior correlação para os períodos AMC e LIA.</i>	86
<i>Tabela III.1. Correlação entre os indicadores de extremos e os índices de variabilidade de baixa frequência durante os eventos AMC (a) e LIA (b), para a região R1. Apenas os valores significativos ao nível de confiança de 95% são mostrados, células sombreadas representam correlações acima ou abaixo de 0,20. A estação seca (chuvosa) é representada pelo índice d (w).</i>	121
<i>Tabela III.2. Igual à Tabela III.1, mas para a região R2.</i>	123
<i>Tabela III.3. Igual à Tabela III.1, mas para a região R3.</i>	124
<i>Tabela III.4. Igual à Tabela III.1, mas para a região R4.</i>	125
<i>Tabela III.5. Igual à Tabela III.1, mas para a região R5.</i>	126
<i>Tabela III.6. Igual à Tabela III.1, mas para a região R6.</i>	127

Lista de Abreviaturas

AC	Análise de Agrupamento (<i>Cluster</i>)
AGCM	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
AMC	Anomalia Medieval do Clima
AMO	Oscilação Multidecadal do Atlântico
AMOC	Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico
AS	América do Sul
CMIP5	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 5</i>
CMP	Conjunto Médio Ponderado
CO	Região Centro-Oeste do Brasil
DMR	Detecção de Mudança de Regime
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
EOFc	Funções Ortogonais Empíricas Combinadas
ESM	Modelo do Sistema Terrestre
GCM	Modelo de Circulação Geral
GEE	Gases do Efeito Estufa
GEV	Função Generalizada de Valores Extremos
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
HM	Holoceno Médio
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
JBN	Jatos de Baixos Níveis
LGM	Último Máximo Glacial
LIA	Pequena Idade do Gelo
LISAM	Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul
LM	Último Milênio
MAS	Modo Anular Sul

- MJO** Oscilação de Madden-Julian
- N34** Niño 3.4
- NAO** Oscilação do Atlântico Norte
- NE** Região Nordeste do Brasil
- PDO** Oscilação Decadal do Pacífico
- PMIP3** *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase III*
- PNA** Oscilação Pacífico – América do Norte
- PR** Precipitação
- PSA** Oscilação Pacífico – América do Sul
- Q850** Umidade específica em 850 hPa
- QBO** Oscilação Quase-Bianual
- SASD** Índice do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul
- SE** Região Sudeste do Brasil
- SMAS** Sistema de Monção da América do Sul
- T850** Temperatura em 850 hPa
- THC** Circulação Termohalina
- TNA** Índice do Atlântico Tropical Norte
- TO** Transformada de Ondeletas
- TSA** Índice do Atlântico Tropical Sul
- TSM** Temperatura da Superfície do Mar
- U850** Componente zonal do vento em 850 hPa
- V850** Componente meridional do vento em 850 hPa
- ZCAS** Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT** Zona de Convergência Intertropical
- ZCPS** Zona de Convergência do Pacífico Sul
- ZCST** Zonas de Convergência Subtropicais

Sumário

Lista de Figuras -----	V
Lista de Tabelas -----	IX
Lista de Abreviações -----	XI
1. INTRODUÇÃO -----	1
1.1. Objetivos -----	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA -----	3
2.1. Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS) -----	3
2.2. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) -----	9
2.3. O Último Milênio (LM)-----	14
2.3.1. Paleoclimas da América do Sul-----	15
2.3.2. Simulações climáticas numéricas -----	18
3. DADOS E METODOLOGIA -----	21
3.1. Dados históricos -----	21
3.2. Dados Modelados -----	22
3.3. Metodologia -----	27
3.3.1. Análises estatísticas para comparação entre os modelos e a Reanálise. -	28
3.3.2. LISAM -----	30
3.3.3. Detecção de Mudança de Regime (DMR)-----	32
3.3.4. Extremos de precipitação na região SE do Brasil. -----	33
4. PERÍODO HISTÓRICO: COMPARAÇÃO E VALIDAÇÃO DOS MODELOS CLIMÁTICOS -----	34
4.1. Climatologia e validação dos modelos com a Reanálise-----	34
4.2. Conjunto dos modos relativos ao SMAS e a ZCAS -----	46
5. PERÍODO DO ÚLTIMO MILÊNIO: PADRÕES E VARIABILIDADE DOS MODOS SMAS E ZCAS -----	53
5.1. Climatologia -----	53
5.2. A monção durante o LM-----	57
5.3. Variabilidade do SMAS-----	65
6. EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SE DURANTE O ÚLTIMO MILÊNIO -----	71
6.1. Análise de Agrupamento-----	71
6.2. Extremos chuvosos de precipitação no SE brasileiro-----	74
6.3. Influências nos extremos de precipitação -----	83

7. CONCLUSÕES	88
7.1. Sugestões de trabalhos futuros	91
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92
<i>Apêndice A. Diagrama de Taylor.</i>	107
<i>Apêndice B. Funções Ortogonais Empíricas (EOF)</i>	108
<i>Apêndice C. Transformada de Ondeleta (TO)</i>	111
<i>Apêndice D. Análise de Agrupamento (análise de cluster - AC).</i>	114
<i>Apêndice E. Função Generalizada de Valores Extremos (GEV)</i>	116
<i>Anexo I. Algoritmo de Rodionov (2004)</i>	118
<i>Anexo II. Diferença do vento zonal entre os períodos estudados</i>	120
<i>Anexo III. Tabelas de correlação entre os índices de extremos e os índices de baixa frequência</i>	121

1. INTRODUÇÃO

A variabilidade climática impacta direta ou indiretamente as atividades humanas. Dentre os tipos de variabilidades existem a variabilidade natural e a antropogênica, sendo a primeira relacionada às mudanças intrínsecas ao sistema climático e a outra atribuída às mudanças ocasionadas pelo homem. Desta forma, o entendimento da variabilidade natural torna-se importante para aprimorar a previsibilidade climática, assim como entender as diferentes interações entre a atmosfera e o sistema climático como um todo. Neste contexto, os registros paleoclimáticos fornecem indícios da variabilidade climática natural com um período muito maior do que o registro instrumental, e com boa distribuição espacial de dados, oferecendo uma grande oportunidade de avaliar o desempenho dos modelos climáticos fora do período no qual eles têm sido desenvolvidos, ou seja, com a validação no período de dados instrumentais e principalmente na era pós-satélites. Portanto, as incertezas sobre a magnitude do aquecimento e das mudanças dos padrões de chuva nas projeções futuras podem diminuir se os modelos forem devidamente validados com relação à variabilidade climática do passado mais remoto (BRACONNOT et al., 2012).

Além dos dados paleoambientais, a variabilidade climática e, principalmente, a circulação atmosférica associada à certos padrões observados no passado, podem ser estudadas através de simulações de modelos climáticos. Como os mecanismos de feedbacks e parametrizações de cada modelo são diferentes, isto faz com que exista uma gama de possibilidades de mudanças climáticas com padrões similares (ou não), mas magnitudes diferentes, o que torna a análise conjunta dos modelos um fator necessário para aumentar a confiabilidade dos dados.

Desta forma, o estudo paleoclimático fornece uma base maior de dados sobre as variações naturais do clima, assim como a variação temporal dos eventos extremos de temperatura e precipitação associadas aquelas forçantes naturais do passado.

1.1. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é avaliar a variabilidade dos extremos de precipitação mensal na região Sudeste do Brasil (SE) durante o período definido como Último Milênio – LM (entre os anos de 850 e 1850), no contexto das simulações dos modelos climáticos do *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase III* (PMIP3) / *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) e verificar, em linhas gerais, a coerência com as estimativas via *proxies* paleoclimáticos. Para isto, foram explorados os seguintes objetivos específicos:

- Comparação e avaliação das simulações dos modelos climáticos para o período histórico, a fim de obter um conjunto médio para as análises futuras;
- Padrões e variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) para o período histórico e do LM;
- Análise de ondeletas dos modos do Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM), relativos ao SMAS e ZCAS, para obter os principais períodos de variabilidade dos sistemas;
- Explorar as mudanças nos limiares de precipitação mensal que definem a distribuição de diferentes percentis (com ênfase nos limiares superiores);
- Analisar possíveis relações entre os extremos chuvosos e os padrões de precipitação com as anomalias de temperatura da superfície do mar e outros indicadores da variabilidade de baixa frequência.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo são apresentados os sistemas que serão estudados e influenciam a precipitação na região SE do Brasil, assim como uma caracterização sobre o período de estudo. As referências gerais deste capítulo são I. F. A. Cavalcanti et al. (2009), L. M. V. Carvalho e C. Jones (2016), F. W. da Cruz (2016) e Braconnot et al. (2012).

2.1. Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS)

Grande parte da região tropical do globo é caracterizado por um forte contraste do regime sazonal de precipitação e ventos, este regime foi então denominado como sistema de monção. O termo monção é frequentemente associado com a ideia da reversão sazonal da direção dos ventos da circulação de grande escala influenciado pelo aquecimento diferencial entre continentes e oceanos, i.e., o padrão da circulação de grande escala muda de sinal entre o verão e o inverno (RAO et al., 1996; ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; GRIMM et al., 2005; MECHOSO et al., 2005; VERA et al., 2006a; GARCIA; KAYANO, 2009, 2013; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

Khromov (1957) foi um dos primeiros autores a definir o que seria a circulação de monção, ele definiu um índice baseado na mudança da direção predominante do vento e sua frequência. Em 1971, Ramage modificou a definição de monção estabelecida por Khromov, inserindo a intensidade e persistência da variação do vento. Desta forma, um sistema monçônico é definido de acordo com alguns critérios estabelecidos por eles: 1) A mudança na direção predominante do vento deve ser de pelo menos 120° entre os meses de janeiro e julho; 2) A frequência média da direção dos ventos deve exceder 40%; 3) A intensidade média do vento resultante deve ser maior do que 3 m.s^{-1} . Tais critérios são restritivos, fazendo com que apenas a Ásia, Austrália e África apresentassem um regime de monção, excluindo a América do Sul (AS), pois os ventos em baixos níveis não revertem de sentido entre o verão e inverno (RAMAGE, 1971).

Tendo como base estes estudos, Moran e Morgan (1986) encontraram que o principal fator para a formação da monção é o aquecimento diferencial entre o continente e os oceanos, de tal forma que as reversões sazonais dos ventos causam verões chuvosos e invernos secos. Este aquecimento diferencial faz com que apareça um sistema de baixa pressão sobre o continente nos meses de verão, criando um gradiente horizontal de pressão entre o continente e oceano, fazendo com que o ar úmido que advém dos oceanos, entre no continente, favorecendo a convergência e, conseqüentemente, a precipitação. Tal processo é semelhante aquele descrito pelas brisas marítimas, e é comumente chamado de brisa de grande escala. Ou seja, é uma circulação termicamente induzida que é explicada pelo Teorema de Circulação de Bjerkness (HOLTON, 1992)

Outro modelo conceitual para a formação do sistema de monção foi proposto por Asnani (1993). Este modelo está relacionado com o deslocamento sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), devido à variação anual da latitude de máxima insolação. De acordo com Asnani, uma região está sob influência do sistema de monção se a ZCIT varia, no mínimo, entre as latitudes 5°N e 5°S, entre os meses de máxima e mínima insolação.

Apesar dos fatores citados anteriormente sobre a monção na AS, a região tropical da AS apresenta algumas características semelhantes ao sistema de monção clássico, tais como a organização da convecção na região central e SE do Brasil, o contraste de precipitação entre o verão (chuvoso) e inverno (seco) e algumas características da circulação de altos níveis (KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004, 2009). Tendo em vista estes aspectos, Zhou e Lau (1998) mostraram que o sistema de monção existe sobre a América do Sul.

De acordo com Zhou e Lau (1998), a AS cumpre todos os critérios estabelecidos por Asnani (1993) e Ramage (1971), com exceção da reversão sazonal dos ventos. No entanto, este último critério pode ser observado quando o ciclo anual do vento é retirado (Figura 2.1). Desta forma, observa-se que durante o verão austral (Figura 2.1a) o escoamento de nordeste em baixos níveis flui da região tropical do oceano Atlântico para a AS tropical. Ao encontrar a Cordilheira dos Andes, este escoamento sofre uma deflexão no sentido, passando a ser de noroeste, dando

origem ao Jato de Baixos Níveis, convergindo na região central da AS, região da baixa térmica denominada de Baixa do Chaco. Já em altos níveis, há uma circulação anticiclônica (Alta da Bolívia) que se encontra próximo à região de máxima precipitação (SILVA DIAS, 1983; GANDU; SILVA DIAS, 1998; ZHOU; LAU, 1998; GRIMM et al., 2005, GAN et al., 2009). Durante o inverno austral (Figura 2.1b) o sentido deste escoamento anômalo de baixos níveis muda de direção.

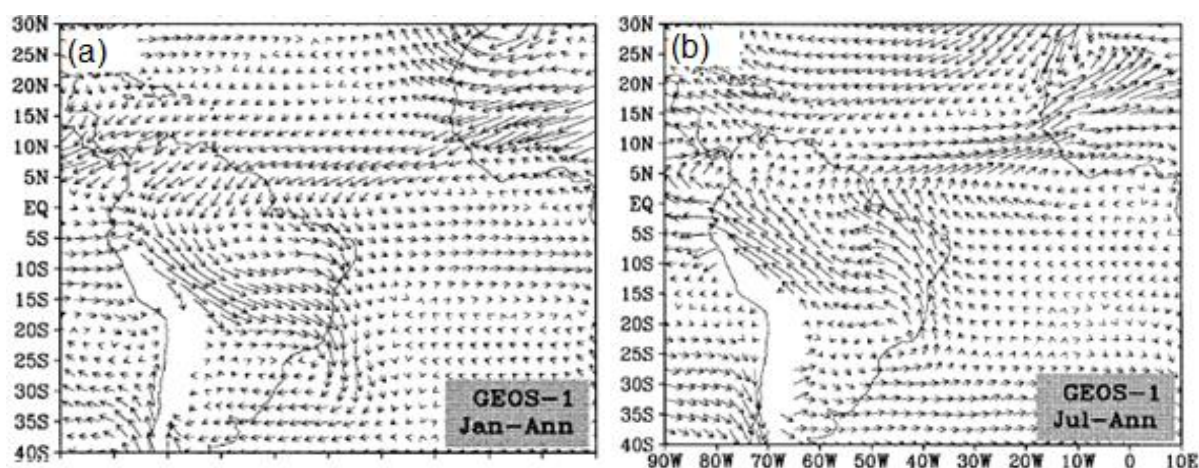


Figura 2.1. Anomalia do vento climatológico em 900 hPa, obtido através do GOES-1 DAS, para (a) janeiro e (b) julho. Figura extraída de Zhou e Lau (1998).

O período chuvoso sobre a AS inicia-se sobre o noroeste da região Amazônica (Figura 2.2a) e se propaga para a região CO e SE do Brasil no final de setembro e início de outubro. A fase madura do SMAS ocorre entre o final dos meses de novembro e fevereiro (Figura 2.2b), na qual a precipitação está completamente desenvolvida e o principal sistema convectivo atuante sobre o Brasil é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Durante o mês de março inicia-se a fase de decaimento do sistema (Figura 2.2c), no qual a convecção começa a migrar para a região noroeste da Amazônia, intensificando a precipitação sobre a parte norte da Amazônia. Nos meses de inverno (Figura 2.2d), o sistema atinge a sua fase inativa, com a precipitação concentrada na região noroeste da AS fazendo com que grande parte da região central do Brasil entre na estação seca (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; RAO et al., 1996; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006a; GARCIA; KAYANO, 2009; SILVA, 2009; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

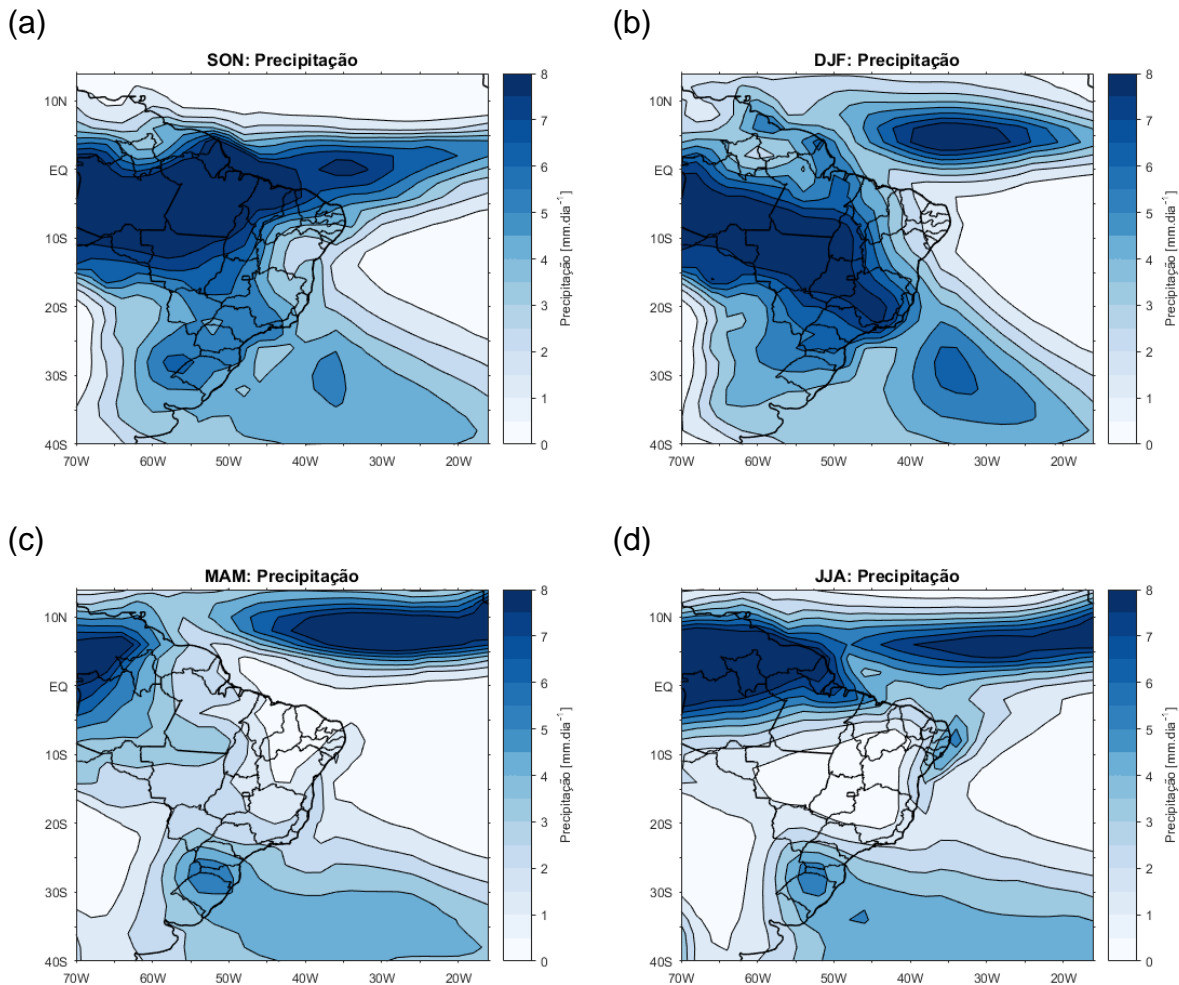


Figura 2.2. Climatologia sazonal de precipitação, com base nos dados mensais do GPCP, para o período de 1982 a 2005, sendo: (a) média do trimestre setembro-outubro-novembro (SON); (b) dezembro-janeiro-fevereiro (DJF); (c) março-abril-maio (MAM); (d) junho-julho-agosto (JJA).

Além da precipitação, outras variáveis são importantes para definir o SMAS, dentre elas, destaca-se os ventos em altos e baixos níveis, a temperatura e a umidade. Gan et al. (2004) estudaram a circulação do SMAS e a sua relação com a precipitação sobre o CO do Brasil, com ênfase nos períodos de transição entre a estação seca e chuvosa (início da estação chuvosa) e vice-versa (fim da estação chuvosa). Os autores mostraram que o vento zonal em 850 hPa e 200 hPa mudam de sinal no início e término da estação chuvosa do CO. Sendo que, durante a estação seca, os ventos são de leste (oeste) em 850 (200) hPa e esta situação se inverte durante a estação chuvosa. Além disso, os autores também observaram um aumento da temperatura em baixos níveis durante o período seco e um ligeiro resfriamento quando a estação chuvosa começa. Já a umidade específica em baixos níveis, apresentou um mínimo

no inverno e máximo durante o verão, no entanto, nota-se que o aumento da umidade acontece antes do início da estação chuvosa.

Tomando como base esses fatores, Silva e Carvalho (2007) criaram o Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM), no qual baseia-se em uma análise combinada de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) da precipitação, temperatura, umidade específica e as componentes zonal e meridional do vento, todas no nível de 850 hPa. Desta forma, o LISAM representa um único índice que incorpora os mecanismos dinâmicos mais importantes do SMAS. Segundo os autores, o primeiro modo da EOF representa a maior componente de variabilidade da série temporal e está associado com o SMAS. Além disso, este método fornece uma série contínua (dada pelos coeficientes de expansão da EOF) com informações sobre o SMAS, podendo ser utilizada para definir as datas de início e fim da monção, assim como a duração da estação chuvosa.

O SMAS é a maior componente dos regimes de precipitação de verão. No entanto, isto não implica que a precipitação ocorre constantemente durante toda a estação chuvosa, i.e., há fases ativas e inativas da monção durante os meses chuvosos. Este fator faz com que uma estação chuvosa nunca seja igual à outra, podendo haver anos em que a precipitação acumulada seja maior ou menor do que a média climatológica da região (CARVALHO et al., 2002, 2004; VERA et al., 2006a).

Gadgil (2003) ao estudar a monção indiana e a sua variabilidade destacou que a fase ativa da monção se caracteriza pela presença de sistemas sinóticos que se formam no oceano e deslocam-se para a região monçônica, aumentando o total de precipitação durante a atuação destes sistemas, caracterizando os extremos chuvosos da estação. O mesmo foi observado na monção da AS por Gan et al. (2004) e Grimm et al. (2005), os quais destacam que os deslocamentos de sistemas frontais de latitudes mais altas para a região SE do Brasil ajudam a organizar a convecção relacionada à ZCAS e aumentam a precipitação na região. Da mesma forma, a ausência destes sistemas durante a estação chuvosa vai diminuir a precipitação da região caracterizando um período inativo da monção.

Durante a fase ativa da monção também há mudanças na circulação atmosférica, sendo associada com anomalias de ventos de oeste desde a região

amazônica até o SE brasileiro, este fator influencia diretamente a posição do Jato de Baixos Níveis (JBN), aumentando a força do jato na direção da região SE do Brasil. Além disso, variações intrasazonais, como a Oscilação de Madden-Julian (MJO), vão favorecer ou desfavorecer períodos mais chuvosos sobre a região monçônica (RAO et al., 1996; JONES; CARVALHO, 2002; GAN et al., 2004, 2009; CARVALHO et al., 2011a, b; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

Assim, sabe-se que a precipitação associada à monção da AS varia em diversas escalas temporais (MARENGO et al., 2012). Na escala sinótica os principais fenômenos que influenciam a monção são os sistemas frontais (GARREAUD; WALLACE, 1998; SILVA DIAS; MARENGO, 1999; GADGIL, 2003), o JBN (PENALBA et al., 2004) e as ondas de leste no Oceano Atlântico (CHOU, 1990; COHEN et al., 1995; TORRES, 2008). Conforme destacado anteriormente, também há variações intrasazonais, as quais modulam os períodos de atividade da monção (NOGUÉS-PEAGLE; MO, 1997; GRIMM et al., 2000; MO, 2000; JONES; CARVALHO, 2002; JONES et al., 2004; GAN et al., 2004; SILVA; CARVALHO, 2007; GRIMM; AMBRIZZI, 2009; CARVALHO et al., 2011; MARENGO et al., 2012; JONES, 2016). As variações interanuais (VERA et al., 2006a; FU et al., 2016) são causadas por cinco fatores principais:

i. as anomalias de temperatura da superfície do mar – TSM (MECHOSO et al., 1990; VEIGA et al., 2002; GRIMM, 2003; GRIMM; AMBRIZZI, 2009),

ii. condições da superfície continental (SILVA DIAS et al., 2002; MARENGO et al., 2003),

iii. fluxo de vapor d'água (MARENGO et al., 2004; CARVALHO et al., 2011; GARCIA et al., 2016),

iv. circulação de grande escala (GRIMM et al., 1995, 2000; MO, 2000; VERA et al., 2004; GRIMM; AMBRIZZI, 2009),

v. posição e intensidade das zonas de convergência subtropicais (NOGUÉS-PEAGLE; MO, 1997; CARVALHO et al., 2004; COELHO et al., 2015).

Já as variações na escala decadal e multidecadal (FU et al., 2016) estão relacionadas com as variações da TSM dos oceanos e são influenciadas, principalmente, pela Oscilação Decadal do Pacífico (PDO; MANTUA et al., 1997; MANTUA; HARE, 2002; MARENGO, 2004), Oscilação do Atlântico Norte (NAO; WALLACE; GUTZLER, 1981) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO; CHIANG; VIMONT, 2004; KNIGHT et al., 2005, 2006; CHIESSI, 2009; ANTONOV et al., 2010; NOVELLO et al., 2012; WEAVER et al., 2012; COLLINS et al., 2013; APAÉSTEGUI et al., 2014)

2.2. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

Como destacado anteriormente, o verão austral é o período em que a estação chuvosa se estabelece e ocasiona grandes acumulados de precipitação. Um dos principais fatores é o desenvolvimento do SMAS. Durante alguns períodos das fases ativas da monção surge uma banda de nebulosidade convectiva com altas taxas de precipitação, esta banda possui orientação noroeste-sudeste e se estende desde a Amazônia até o SE do Brasil, podendo se prolongar sobre o oceano Atlântico adjacente ao SE. Para esta banda é dado o nome de Zona de Convergência do Atlântico Sul (NINOMIYA, 1984; KODAMA, 1992a, 1992b; CARVALHO et al., 2002, 2004; VERA et al., 2006a; JORGETTI, 2008; CARVALHO; JONES, 2009).

Kodama (1992a, 1992b) estudou características comuns entre as Zonas de Convergência Subtropicais (ZCST). Ele destacou a existência de três zonas frontais: Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona Frontal de Baiú durante o verão do Hemisfério Norte (HN). As características comuns entre as zonas frontais são: (a) formam-se ao longo dos jatos subtropicais e a leste de um cavado semi-estacionário; (b) são zonas com grandes acumulados de precipitação mensal quando estão ativas; (c) estende-se para SE a partir de regiões tropicais monçônicas ou com intensa atividade convectiva; (d) é uma zona baroclínica, com grandes gradientes de temperatura em baixos níveis; (e) é uma região onde há o encontro da massa de ar tropical e úmida com a massa de ar polar e seca, criando um forte gradiente de umidade em baixos níveis e gerando instabilidade convectiva. Além disso, o autor destaca que a manutenção das ZCST é

essencialmente feita pela persistência dos jatos subtropicais e do fluxo de umidade de baixos níveis em direção ao polo.

Diversos estudos mostram a importância do papel da ZCAS na transferência de calor, momento e umidade dos trópicos para outras regiões (KODAMA 1992a, 1992b; QUADRO; ABREU, 1994; GRIMM; SILVA DIAS, 1995; NOGUÉS-PEAGLE; MO, 1997; GANDU; SILVA DIAS, 1998; HERIDES et al., 2002; VERA et al., 2006a; ENVER et al., 2008; JORGETTI et al., 2014). Em particular, Nogués-Peagle e Mo (1997) estudaram a alternância de condições secas e úmidas sobre a AS durante os meses de verão. Os autores destacaram um padrão do tipo “gangorra” quando a ZCAS está ativa, no qual eventos com intensa (fraca) atividade convectiva da ZCAS são associados com um déficit (abundante) de precipitação sobre as planícies subtropicais da AS. Nesta mesma linha de raciocínio, Gandu e Silva Dias (1998), ao estudarem o impacto das fontes de calor tropicais na circulação de altos níveis e subsidência na AS utilizando um modelo numérico de equações primitivas, encontraram que a assimetria da fonte de calor associada à ZCAS é de extrema importância para o aparecimento do ramo de subsidência sobre a região Sul do Brasil, conforme havia sido descrito por Casarin e Kousky (1986) e Nogués-Peagle e Mo (1997).

Carvalho et al. (2002) estudaram os eventos extremos de precipitação e padrões convectivos de grande escala da ZCAS. Com base na estrutura e frequência de extremos de precipitação, os autores subdividiram a banda de nebulosidade em três (Figura 2.3) e separaram as regiões de: (i) máxima atividade convectiva, (ii) mínima variabilidade sazonal de Radiação de Onda Longa (ROL; ZCAS “Amazônica”) e (iii) máxima variância sazonal de ROL (áreas denominadas como ZCAS “Costeira” e “Oceânica”). Os autores destacaram que 65% dos eventos extremos de precipitação no estado de São Paulo ocorreram quando a atividade convectiva da ZCAS é intensa e abrangente. Destes 65%, 30% foi ocasionada por ZCAS do tipo oceânica e 35% por ZCAS continental, este fator difere as características da convecção o que afeta diretamente a localização dos extremos de precipitação. Sendo o primeiro (ZCAS oceânica) o responsável por grandes acumulados de precipitação nas planícies altas e Serra da Mantiqueira, enquanto o segundo (ZCAS costeira)

responsável por grandes acumulados em todo o estado, com exceção da Serra da Mantiqueira, mas com particular impacto sobre as planícies baixas e Vale do Paraná.

A fim de estudar a ZCAS e sua relação com as variabilidades intrasazonais, interanuais e extremos de precipitação Carvalho et al. (2004) voltaram a aplicar a metodologia descrita por eles em 2002. Os autores encontraram que a intensidade da ZCAS pode ser considerada independente da sua extensão sobre o oceano, podendo ocorrer intensa atividade convectiva sobre o oceano e região SE, independentemente do que acontece no interior do País. Além disso, a atividade convectiva associada à banda de nebulosidade oceânica pode ser desencadeada pela propagação de trens de ondas de latitudes médias ligados a oscilação intrasazonal tropical, principalmente à MJO. Outro importante fator destacado pelos autores é que o padrão da gangorra de precipitação, observado quando a ZCAS está ativa, é muito mais evidente quando a ZCAS possui uma componente oceânica.

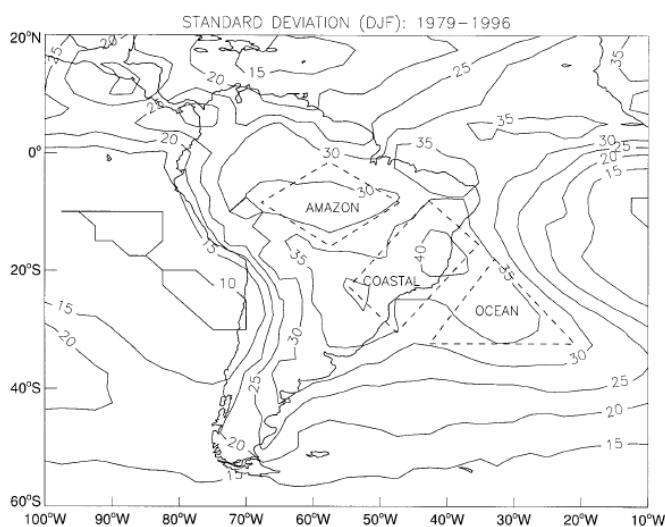


Figura 2.3. Desvio Padrão de ROL ($W.m^{-2}$) durante os meses de DJF (1979-1996). As áreas tracejadas indicam a divisão da ZCAS em Amazônica, Costeira e Oceânica. Figura extraída de Carvalho et al. (2002).

Uma outra forma de identificar os padrões relacionados à ZCAS é através da análise de EOF combinada da precipitação, temperatura, umidade específica e componentes zonal e meridional do vento (SILVA; CARVALHO, 2007). Segundo Silva (2009), o segundo modo da EOF combinada mostra o padrão de gangorra meridional com extensão em direção à porção da ZCAS oceânica, e também sugere que a convecção da ZCAS oceânica está desacoplada da convecção monçônica. Além

disso, os padrões também representam a passagem de sistemas frontais na região. Assim, o segundo modo do LISAM representa a variabilidade da convecção associada à ZCAS oceânica.

Portanto, tem-se que a posição na qual a banda de nebulosidade se estabelece e a quantidade de episódios dita como será a estação chuvosa (mais seca ou chuvosa) nas regiões que sofrem influência deste sistema. O posicionamento mais ao norte do que a localização climatológica acarreta em uma diminuição nos acumulados de precipitação sobre parte da região SE do Brasil. Já um posicionamento mais ao sul da climatologia pode ocasionar uma diminuição dos acumulados de precipitação no norte da região SE e parte do sul da Bahia. Da mesma forma, uma intensa atividade convectiva sobre o oceano, tende a diminuir ainda mais a precipitação na região Sul do Brasil (FIGUEROA et al., 1995; KODAMA, 1999; CARVALHO et al., 2002, 2004; COELHO et al., 2015).

Assim como ocorre com o SMAS, a ZCAS também pode variar em diversas escalas de tempo. Na escala sinótica, a incursão de frentes frias pelo Sul da AS tende a organizar e intensificar a convecção na região da ZCAS (GARREAUD; WALLACE, 1998; CARVALHO et al., 2002; CARVALHO; JONES, 2009). Na escala intrasazonal, o espectro de variância apresenta vários picos entre 10 e 60 dias, grande parte da variância é atribuída à MJO, cujo período de variação é de 30-60 dias (GRIMM; SILVA DIAS, 1995; NOGUÉS-PEAGLE; MO, 1997; LIEBMANN et al., 1999; CARVALHO et al., 2004; FU et al., 2016); os picos espectrais abaixo de 30 dias são frequentemente associados com a propagação de ondas de Rossby provenientes de latitudes médias, e ligadas com a intensificação da convecção da ZCPS (KILADIS; WEICKMANN, 1992b; GRIMM; SILVA DIAS, 1995; LIEBMANN et al., 1999).

Na escala de tempo interanual, o principal fenômeno que modula a precipitação da ZCAS é o El-Niño Oscilação Sul (ENOS), o qual aumenta a precipitação no SE da AS durante os verões com eventos de El Niño (ROPELEWSKI; HALPER, 1987; LIEBMANN et al., 1999; GRIMM et al., 1998, 2000; NOGUÉS-PEAGLE et al., 2002; CARVALHO et al., 2002, 2004; DRUMOND; AMBRIZZI, 2006). Grimm (2003, 2004) estudou a influência de eventos El Niño e La Niña na monção de verão do Brasil, utilizando as funções de influência ela encontrou que durante eventos de El Niño (La

Niña) ocorreram anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre a região da ZCAS e positivas (negativas) na região Sul do Brasil. Mais tarde, Drummond e Ambrizzi (2006) corroboraram os resultados encontrados por Grimm (2003, 2004) e destacaram que o deslocamento da convecção ao longo do Oceano Pacífico modula o padrão gangorra entre o Sul e SE do Brasil, esta ligação é feita através dos trens de ondas associados com o padrão Oceano Pacífico – América do Sul (PSA; MO, 2000).

Além disso, anomalias de TSM do Oceano Atlântico também influenciam a posição e intensidade em que a banda da ZCAS se estabelece (KALNAY, 1986; BARROS et al. 2000; ROBERTSON; MECHOSO, 2000; CARVALHO et al., 2004; CHAVES; NOBRE, 2004; JORGETTI et al., 2014). Barros et al. (2000) e, mais tarde, Jorgetti et al. (2014) estudaram a relação entre a TSM do Atlântico e o posicionamento da ZCAS. Eles encontraram que os eventos ativos nos quais a ZCAS se posiciona mais ao norte (ZCASN) estão associados com anomalias negativas de TSM que se estendem na costa do SE do Brasil e anomalias positivas próximo à costa do Uruguai e Argentina. Os eventos nos quais a ZCAS se posiciona mais a sul (ZCASS) são relacionados com anomalias negativas de TSM na região tropical do Atlântico e positivas nos subtrópicos.

Jorgetti et al. (2014) também encontraram um forçamento do oceano para a atmosfera, no qual as variações oceânicas causam uma mudança na pressão atmosférica favorecendo a formação da ZCASN e o transporte de umidade que sustenta a convecção. Com relação à ZCASS, as variações oceânicas são condicionadas pela atmosfera, de tal forma que a nebulosidade e o fluxo atmosférico em baixos níveis vão influenciar as anomalias de TSM. Este último fato foi primeiro investigado por Chaves e Nobre (2004), os quais propuseram um mecanismo de *feedback* negativo entre nuvens e a TSM na porção sudoeste do oceano Atlântico. Este mecanismo sugere que uma intensificação da ZCAS ocasiona um resfriamento da TSM do oceano devido à atenuação pelas nuvens da radiação solar incidente. Por sua vez, as anomalias frias de TSM nesta região tendem a enfraquecer a ZCAS.

2.3. IO Último Milênio (LM)

No contexto das simulações paleoclimáticas do PMIP3, há três períodos principais de interesse: a) Holoceno Médio: período de seis mil anos antes do presente (6ka); b) Último Máximo Glacial: período de 21ka antes do presente; e c) o período do Último Milênio (LM). Apesar disto, poucos estudos investigaram a variabilidade da monção durante o período do último milênio, um dos fatores que motivou o atual trabalho.

O período do LM é caracterizado por uma série de forçantes diferentes das observadas atualmente. A Figura 2.4a mostra a diferença da insolação ($W.m^{-2}$) entre os anos 2000 e 850 em função da latitude. Esta diferença é causada pela mudança dos parâmetros orbitais da terra de 850 até o presente, principalmente pela mudança de aproximadamente 20 dias da passagem pelo Periélio, passando de 15 de dezembro para 04 de janeiro, e um pequeno decréscimo nos valores da excentricidade e obliquidade da terra (SCHMIDT et al., 2011). Tais mudanças geram um decréscimo (acrécimo) de 9 (3) $W.m^{-2}$ no mês de agosto (maio) nas altas latitudes do HN, enquanto no Hemisfério Sul (HS) o decréscimo (acrécimo) ocorre no mês de novembro (fevereiro) com magnitude similar.

Outro importante fator que modula o período do LM são as erupções vulcânicas, nas quais o período é considerado vulcanicamente ativo quando comparado com o período atual (BRADLEY; JONES, 1993; SCHMIDT et al., 2011; MILLER et al., 2012). A junção destes fatores com a concentração de gases do efeito estufa são o que caracteriza as mudanças observadas na temperatura global no período (Figura 2.4b), na qual nota-se dois eventos distintos na temperatura. O primeiro evento é conhecido como a Anomalia Medieval do Clima (AMC), período quente compreendido entre os anos 900 e 1250; já o segundo foi denominado de Pequena Idade do Gelo (LIA), pois foi um período frio entre os anos de 1400 e 1850, antes do *shift* climático atual (CARVALHO et al., 2011; VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014). Tais anomalias foram primeiramente identificadas em reconstruções paleoclimáticas de temperatura sobre o HN (MANN et al., 2002; BRADLEY et al., 2003; von STORCH et al., 2004; MANN et al., 2009; GUTIÉRREZ et al., 2009; GRAHAM et al., 2010; APAÉSTEGUI et al., 2014). No entanto, na AS, estas

anomalias aparecem mais fortemente nas variações das condições hídricas e climáticas (THOMPSON et al., 1986; REUTER et al., 2009; BIRD et al., 2011a; VUILLE et al., 2012; NOVELLO et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014).

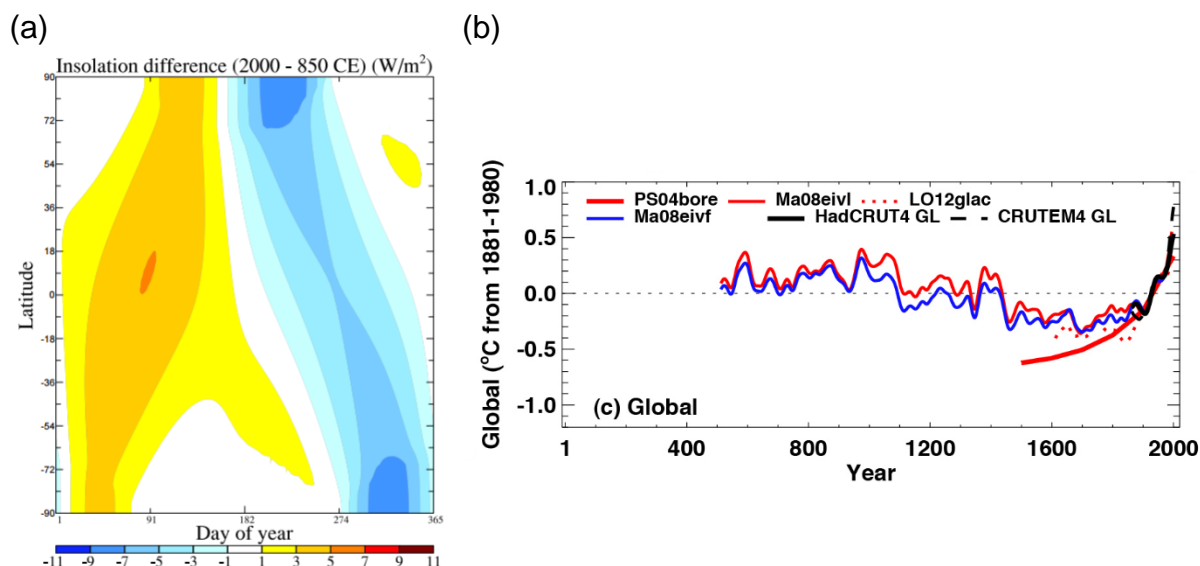


Figura 2.4. (a) Diferença de insolação (2000 - 850) para o período do LM em função da latitude e dias do ano, extraído de Schmidt et al. (2011). (b) Temperatura global anual durante os últimos 2000 anos, as reconstruções estão indicadas na figura pelas linhas coloridas, as linhas pretas indicam a média de temperatura do período instrumental do *Hadley Center/Climate Research Unit* (HadCRUT4; CRUTEM4), figura extraída do quinto relatório do IPCC (2013).

2.3.1. Paleoclimas da América do Sul

Villalba (1990 e 1994) foram um dos primeiros trabalhos que investigaram as variações climáticas durante o período do LM. O autor reconstruiu a temperatura (VILLALBA, 1990) e precipitação (VILLALBA, 1994) para a região sul da AS, particularmente o vale do rio Alerce no Chile, com base na cronologia de anéis de árvore e encontraram três episódios frios principais na região: entre os anos de 900 a 1070, 1270 a 1300 e 1520 a 1670, com os dois últimos períodos ocorrendo simultaneamente com a LIA registrada no HN. Além disso, um longo período quente foi registrado entre os anos de 1080 e 1280, relacionado com a AMC, período no qual a precipitação de verão na região central do Chile foi abaixo da média. Apenas dois períodos chuvosos de longa duração foram registrados nos dados, o primeiro entre os anos de 1400 e 1500, e mais tarde entre os anos de 1800 e 1900.

Bertrand et al. (2005) reconstruíram a precipitação para os últimos 600 anos com base em sedimentos coletados no Lago Puyehue (Chile), os autores identificaram a ocorrência de um período úmido (1490-1700) seguido de um período climático seco (1700-1900). O período úmido aparenta ser a assinatura do início do LIA na região.

Com relação à região tropical dos Andes, Thompson (1985, 1986) reconstruiu a precipitação com base nos isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) das calotas de gelo de Quelccaya (Peru). O período LIA foi identificado com os menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 1530 e 1860, indicativo de um período frio, no entanto com diferenças na umidade: período úmido entre 1530 a 1720 e seco entre 1720 e 1860.

Em meados dos anos 2000, surgiram novos trabalhos que documentaram a evolução das geleiras na região dos andes boliviano durante o período LIA (RABATEL et al., 2005, 2008; JOMELLI et al., 2009). Nestes registros, o retraimento significativo das geleiras no final do século XIX indicou o fim do período LIA nos Andes. Além disso, a interpretação climática das variações das geleiras permitiu aos autores suporem que o máximo do período LIA nos Andes bolivianos foi consequência de um aumento de precipitação entre 20 e 30% acima do que a média atual, além de uma diminuição da temperatura entre 1,1 e 1,2°C da atual.

Reuter et al. (2009) deram uma nova perspectiva nos estudos de variabilidade hidroclimática no Norte da AS inserindo interpretações sobre o impacto que o período LIA teve no SMAS. Os registros paleoambientais da região norte dos Andes indicaram um aumento da precipitação durante o LIA de aproximadamente 20% quando comparado ao período atual. Além disso, isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ de sedimentos do lago Pumacocha (Andes peruanos) indicam uma intensificação na monção da AS durante a LIA, diminuição da atividade convectiva do SMAS durante o período da AMC e um retorno para a condição árida, registrada no AMC, a partir dos anos de 1900 (Figura 2.5a; BIRD et al., 2011).

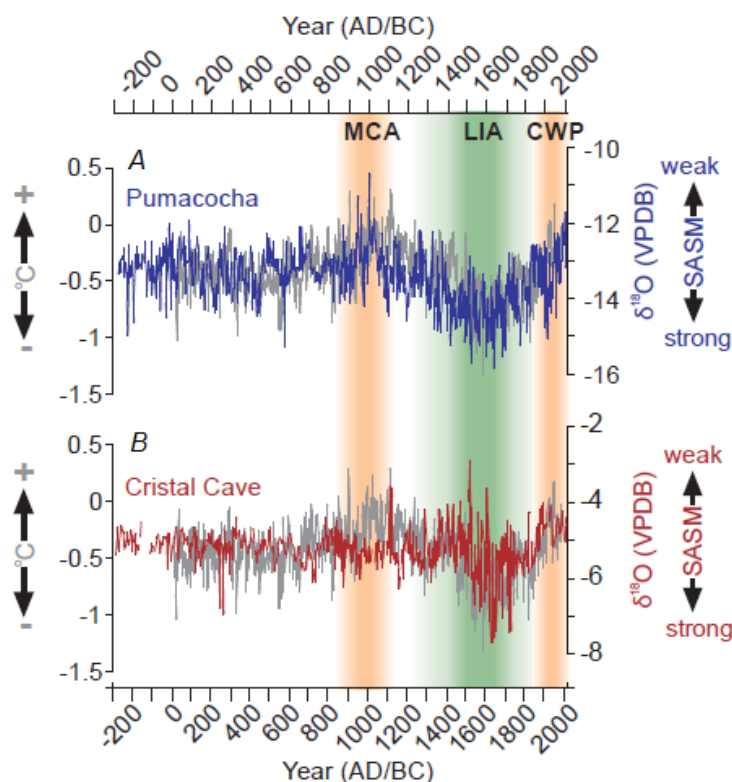


Figura 2.5. Mudança na intensidade do SMAS durante os últimos 2300 anos mostrados em alta resolução através dos registros de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ para o (a) Lago de Pumacocha (BIRD et al., 2011) e (b) caverna Cristal (VUILLE et al., 2012). A linha cinza ao fundo do gráfico é a reconstrução da temperatura do HN feita por Moberg et al. (2005). Figura adaptada de Vuille et al. (2012).

No entanto, este sinal encontrado na região tropical dos Andes pode ser diferente das demais localidades da AS tropical. Oliveira et al. (2009) encontrou um aumento da precipitação (quando comparado com o clima atual) na região do parque Alto Ribeira (São Paulo) durante o LIA. Porém, o AMC foi registrado como um período quente e úmido próximo às condições atuais, não havendo uma diminuição da precipitação conforme observado na região Andina. O mesmo resultado foi encontrado na reconstrução isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Cristal (Figura 2.5b; VUILLE et al., 2012). Essa intensificação (enfraquecimento) do SMAS está diretamente relacionada com as anomalias negativas (positivas) de temperatura no HN e são mostradas na Figura 2.5 (BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014). No entanto, sinais opostos entre os períodos foram encontrados em isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ da chapada Diamantina na região Nordeste do Brasil (NE; NOVELLO et al., 2012), apresentando um período climático mais seco tanto para o LIA, quanto para o AMC. Além disso, os autores encontraram que eventos úmidos nos últimos três milênios ocorreram com uma periodicidade de aproximadamente 210 anos.

Grande parte dos registros paleoclimáticos da AS também estão correlacionados com reconstruções relativas ao movimento da ZCIT (HAUG et al., 2001). De acordo com eles, durante o período LIA (AMC), devido ao resfriamento (aquecimento) do Atlântico norte equatorial e aquecimento (resfriamento) do Atlântico sul equatorial, a ZCIT migrou para o sul (norte; HAUG et al., 2001; VUILLE et al., 2012; ROJAS et al., 2016). Isto indica uma possível explicação para a intensificação do SMAS na região Andina tropical (REUTER et al., 2009; BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012; LEDRU et al., 2013; APAÉSTEGUI et al., 2014). Além disso, outro importante fator que afeta as variações climáticas registradas pelos *proxies* da AS é a AMO, sendo a fase negativa do AMO relacionada com as respostas mais fortes. Entretanto, a influência dessa oscilação nem sempre é linear, podendo apresentar impactos positivos na oscilação dos *proxies* em ambas as fases do AMO (FENG et al., 2008; CHIESSI et al., 2009; NOVELLO et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014).

Recentemente, novos registros paleoclimáticos vem sendo publicados para diversas regiões da AS: testemunhos de espeleotemas na região norte dos Andes (APAÉSTEGUI et al., 2014), SE do Brasil (VUILLE et al., 2012; BERNAL et al., 2016) e Mato Grosso do Sul (NOVELLO et al., 2016); registros de pólen na porção leste dos Andes equatoriano (LEDRU et al., 2013); para o período mais recente (a partir de 1850) foram publicados registros de dendrocronologia de testemunhos no Parque Estadual Terra Ronca (Goiás; MOQUET et al., 2016; LOCOSSELI et al., 2016) e sedimentos marinhos coletados na costa do Rio de Janeiro (VENANCIO et al., 2016).

2.3.2. Simulações climáticas numéricas

Apesar dos *proxies* paleoclimáticos fornecerem um aspecto geral das possíveis causas das flutuações climáticas que eles registram, ainda pouco se sabe sobre a circulação atmosférica e oceânica associadas com as mudanças encontradas nos dados. Desta forma, a modelagem de paleoclimas tende a aprimorar o entendimento acerca das possíveis mudanças dos padrões da circulação geral da atmosfera e dos oceanos.

Vellinga e Wu (2004) utilizaram o modelo HadCM3 para analisar a variabilidade da Circulação Termohalina (THC) durante os últimos 1600 anos. Os autores encontraram uma forte associação da THC com a variabilidade interanual (ENSO) e secular (NAO). Além disso, o transporte anômalo de calor oceânico para norte durante o AMC, associado a um aumento do gradiente de temperatura inter-hemisférico, desloca a ZCIT para a posição mais a norte. A precipitação associada ao deslocamento da ZCIT tende a manter as anomalias de salinidade baixa sobre o Atlântico tropical norte, com uma defasagem de 5-6 décadas. Desta forma, a água acumulada de baixa salinidade reduz a densidade do oceano superior, o que acarreta em uma diminuição da velocidade da THC, fazendo a oscilação entrar em fase oposta.

Nesta mesma linha de pesquisa, Kageyama et al. (2013) estudaram a influência da descarga de água doce durante o LGM e sua relação com a Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC), e encontraram que um aumento no fluxo de água doce em altas latitudes é caracterizado por um resfriamento geral do oceano Atlântico Norte, movimento para sul da ZCIT e um enfraquecimento das monções Asiática e Indiana.

O deslocamento da ZCIT observados nos *proxies* paleoclimáticos (HAUG et al., 2001) foi verificado por Broccoli et al. (2006) através da modelagem. Os autores estudaram a resposta da ZCIT ao resfriamento do Hemisfério Norte, semelhante ao que ocorre no período LIA, e encontraram que uma assimetria na estrutura da célula de Hadley durante o verão austral, na qual a célula do HN se expande e intensifica ligada ao resfriamento do Atlântico Norte, deslocam a posição da ZCIT para sul. O mesmo foi verificado por Lee et al. (2011), ao forçar um resfriamento do Atlântico Norte no modelo CCM3-RGO, os autores encontraram que a ZCIT se move para sul e relacionaram essas mudanças através da teleconexão entre o Atlântico Norte com o clima do Atlântico Sul propondo dois mecanismos para isto: 1) em resposta ao resfriamento do AN, a ZCIT tropical migra para sul enfraquecendo o ramo sul da circulação de Hadley; 2) o enfraquecimento da célula sul de Hadley, causa uma redução na intensidade do jato subtropical do HS, o que por sua vez permite um aumento nos ventos de oeste em latitudes médias do HS. Recentemente, estudos indicam que a posição média da ZCIT está relacionada com o transporte de energia atmosférico, que é direcionado do HN mais quente (entre 1,2 e 1,5°C) para o HS mais

frio (MARSHALL et al., 2014; SCHNEIDER et al., 2014; YAN et al., 2015; BISCHOFF; SCHNEIDER, 2016), o qual é influenciado pelo transporte para norte de energia nos oceanos realizado pela AMOC (GANACHAUD; WUNSCH, 2000; MARSHALL et al., 2014).

Rojas et al. (2016) utilizaram nove modelos do PMIP3 para estudar a variabilidade do SMAS durante o período do LM. Os autores encontraram que as simulações para o período LM são capazes de identificar as características da circulação coerentes com um SMAS mais forte durante o LIA, no entanto, as simulações para o verão austral não mostram um aumento da precipitação na região monçônica conforme indicado pelos proxies climáticos. Além disso, essas simulações só reproduzem um ligeiro, mas insignificante, deslocamento para sul (norte) da ZCIT do Atlântico no verão austral durante o LIA (AMC). Estes fatos corroboram com demais estudos, os quais afirmam que os modelos do CMIP5 ainda tendem a apresentar um fraco desempenho na simulação da precipitação na AS e da ZCIT, mas mostram melhorias quando comparados ao CMIP3 (JONES; CARVALHO, 2013; YIN et al., 2013; SIERRA et al., 2015; ROJAS et al., 2016).

Silva Dias et al. (2009) investigaram o clima da América do Sul Tropical para o período do Holoceno médio utilizando o modelo IPSL, pertencente ao PMIP2. Os autores encontraram que a simulação da precipitação do período histórico é muito maior do que a observada na região da ZCAS e menor na região Amazônica. Além disso, o *feedback* da vegetação interativa aumenta o impacto sobre a ZCAS e a ZCIT. Os autores destacam ainda que o modelo foi capaz de reproduzir os padrões básicos observados de migração para norte da ZCAS e sul da ZCIT durante o período do Holoceno Médio.

Prado et al. (2013) compararam os resultados de precipitação dos modelos do PMIP3 com os *proxies* na região do SMAS durante o Holoceno Médio. Os autores encontraram que as simulações dos modelos apresentam uma boa concordância com os registros paleoambientais para o período, principalmente nas regiões de influência do SMAS e costa leste do NE do Brasil.

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1. Dados históricos

Com a finalidade de comparar e validar os dados modelados foram utilizados dados mensais para o período histórico considerando os anos de 1980 a 2005, tais anos foram escolhidos pois apresentam dados observados de precipitação, assim como as demais variáveis. Os dados de precipitação (PR) são resultantes da versão 2.3 das análises mensais construídas pelo *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP; ADLER et al., 2003, 2016). O produto mensal do GPCP fornece uma análise da precipitação global através da integração de vários conjuntos de dados sobre o continente e oceano, dentre eles as estimativas de precipitação por satélite, estações meteorológicas e observações feitas por boias oceânicas (HUFFMAN et al., 1997; ADLER et al., 2016). A versão 2.3 dos dados do GPCP traz uma atualização para corrigir algumas mudanças relativas ao efeito de pequenos erros de assimilação encontrados na precipitação sobre os oceanos a partir do ano de 2003, além da inclusão de novos conjuntos de dados disponibilizados pelo *Global Precipitation Climatology Center* (GPCC). As mudanças encontradas nos dados foram pequenas (erros menores do que 2%), mas são importantes nas análises de tendências em escala global e regional (ADLER et al., 2016), este fator foi a motivação de utilizar a nova versão dos dados do GPCP. Maiores informações sobre os dados de precipitação do GPCP podem ser encontradas em Huffman et al. (1997) e Adler et al. (2003).

Além disso, também foram utilizados dados mensais, no nível de 850 hPa, de temperatura do ar (t_{850}), umidade específica (q_{850}) e as componentes zonal (u_{850}) e meridional do vento (v_{850}). Estes dados foram extraídos do conjunto da Reanálise 1 do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) / *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). A ideia por trás da reanálise é utilizar um sistema de análise/previsão do estado da arte e realizar a assimilação de dados usando os dados observados de superfície e ar superior. Dentre os dados assimilados estão os dados de estações e boias meteorológicas e dados de satélites (KALNAY et al., 1996).

3.2. Dados Modelados

No contexto das simulações das mudanças climáticas, feitas pelo 5º Relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC, 2013), há uma vertente voltada para as simulações de paleoclimas através do subprojeto denominado de *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase III* (PMIP3). O PMIP começou no início dos anos 90 com a finalidade de fornecer um eficiente mecanismo para coordenar as atividades de modelagem paleoclimáticas e de avaliação dos modelos para compreender os mecanismos de mudanças climáticas e seus feedbacks (BRACONNOT et al., 2012).

Tabela 3.1. Resumo das condições de contorno para o período do LM. Adaptado de Schmidt et al. (2011).

Aspectos	Recomendações do PMIP3	Solução Alternativa
Parâmetros Orbitais	Variação anual	---
Data do equinócio Vernal	21 de março ao meio-dia	---
Mistura dos Gases de Efeito Estufa	Variação anual	---
Aerossóis vulcânicos	Seguir duas reconstruções do efeito radiativo da profundidade óptica dos aerossóis: GRA (GAO et al., 2008) CEA (CROWLEY et al., 2008)	---
Irradiância Solar	Múltiplas reconstruções paleoclimáticas para o período.	---
Ozônio	Parametrização através das variações da energia solar	Igual ao período Pré-Industrial
Aerossóis troposféricos	Não prescrito	Igual ao período Pré-Industrial
Vegetação	Mudança da cobertura vegetal (natural para cultura ou pastagem)	Igual ao período Pré-Industrial
Cobertura de gelo	Sem mudanças do período Pré-Industrial	---
Linha de costa e topografia	Igual ao período Pré-Industrial	---

Os modelos pertencentes ao PMIP3 são versões voltadas para o clima passado dos modelos de projeção climática do CMIP5. São modelos acoplados Oceano-Atmosfera com a vegetação dinâmica, hidrologia de superfícies continentais, gelo marinho e modelo do ciclo de carbono (BRACONNOT et al., 2003, 2012). O projeto

foi dividido em duas frentes de trabalho: TIER1, destinado às simulações paleoclimáticas dos períodos LGM e HM; TIER2, focado nas simulações do período do LM. O presente estudo utiliza os modelos do TIER2, os quais seguem as condições de simulação mostradas na Tabela 3.1.

Os modelos escolhidos para as análises estão elencados na Tabela 3.2 e estão disponíveis para download na rede do *Earth System Grid Federation* através do link <<https://pcmdi.llnl.gov>>. Tais modelos foram selecionados pois apresentam simulações para o período histórico assim como para os três períodos do passado. Abaixo será feita uma breve descrição de cada modelo. A fim de calcular os índices climáticos da variabilidade de baixa frequência para o período do LM, também foram utilizados os dados globais da TSM, geopotencial em 500 hPa e as componentes do vento em 200 e 30 hPa.

Tabela 3.2. Modelos Climáticos utilizados, país do centro desenvolvedor, resolução espacial (latitude x longitude) e referências de cada modelo (TAYLOR et al., 2011; YIN et al., 2013; MASSON-DELMOTTE et al., 2013).

Nome dos Modelos	País Desenvolvedor	Resolução Lat x Lon	Referência Chave
CCSM4-M	EUA	~ 0,90 x 1,25	Landrum et al. (2013)
GISS-E2-R	EUA	~ 2,00 x 2,50	Schmidt et al. (2014)
IPSL-CM5A-LR	França	~ 1,90 x 3,75	Dufresne et al. (2013)
MIROC-ESM	Japão	~ 2,80 x 2,80	Watanabe et al. (2011)
MPI-ESM-P	Alemanha	~ 1,90 x 1,90	Giorgetta et al. (2013)
MRI-ESM1	Japão	~ 1,125 x 1,125	Yukimoto et al. (2011)

As simulações feitas pelos modelos do CMIP5 são baseadas em três etapas: a) primeiramente é feita a integração para o período controle, denominado de período pré-industrial, na qual as condições dos gases de efeito estufa (GEE) são constantes; b) a próxima simulação é feita para o período histórico (1850-2005) com o forçamento da concentração anual das observações dos GEE; c) após o processamento dos dois períodos, os modelos realizam as projeções para o passado a partir do período pré-industrial. O enfoque para o LM tem o objetivo de avaliar a habilidade dos modelos de capturarem as variabilidades observadas, multidecadal ou de maior escala, além

de determinar qual a fração da variabilidade atribuída à forçantes externas e internas do sistema (TAYLOR et al., 2011).

Segue-se uma breve descrição dos modelos utilizados.

a) CCSM4-M

O modelo *Community Climate System Model* (CCSM4) foi desenvolvido pelo NCAR. É um modelo do sistema terrestre (ESM) constituído por modelos de circulação geral (GCM) das componentes atmosféricas, oceânica, terrestre e gelo marinho que são interligados através de um acoplador que troca informações de estado e fluxos entre as componentes do sistema (LANDRUM et al., 2013). O modelo atmosférico (*Community Atmosphere Model - CAM4*) tem resolução espacial de 1,25° de latitude por 0,90° de longitude e 26 níveis verticais. O modelo terrestre possui a mesma resolução horizontal do CAM4 e inclui a hidrologia, capacidade do uso da terra e um modelo biogeoquímico de carbono-nitrogênio que pode afetar a fenologia sazonal e interanual da vegetação. A componente oceânica é baseada no Programa Oceânico Paralelo (POP), do Laboratório Nacional Los Alamos e apresenta uma resolução horizontal padrão nos oceanos de 1° com 60 níveis na vertical.

Já o modelo de gelo marinho utilizado é o *Community Ice Code* (CIC) versão 4, com a mesma resolução espacial do CAM, que apresenta uma grande melhoria, quando comparado à versão 3, devido a um novo esquema de transferência radiativa em ondas curtas resultando em albedos de superfície muito mais consistentes (GENT et al., 2011; LANDRUM et al., 2013). A simulação do período do LM iniciou em 850 e terminou em 1850, com as condições de contorno seguindo as recomendações do PMIP3 discutidos em Schmidt et al. (2011,2012; ver Tabela 3.1) e com a forçante vulcânica sendo a reconstrução de Gao et al. (2008). Maiores detalhes em Gent et al. (2011) e Landrum et al. (2013).

b) GISS-E2-R

O GCM do *Goddard Institute for Space Studies* (GISS), desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), foi utilizado em sua versão E2-R na qual sua componente atmosférica apresenta uma resolução horizontal de 2°

de latitude por 2,5° de longitude, com 40 níveis verticais, topo da camada em 0,1 hPa e com a química atmosférica iterativa. O modelo oceânico é o Russel (HANSEN et al., 2007) tendo uma grade regular de 1° de latitude por 1,25° de longitude e 32 níveis na vertical. Além disso, também é acoplado com outros modelos do sistema terrestre como o modelo terrestre (com vegetação interativa), de gelo marinho e outro modelo para o gelo terrestre (SCHMIDT et al., 2014; ALEXANDER; EASTERBROOK, 2015). Maior detalhamento deste modelo pode ser encontrado em Schmidt et al. (2014) e em < <https://data.giss.nasa.gov/modelE/ar5/>>. O experimento utilizado para a simulação do LM foi o 24 com a mesma forçante solar do modelo CCSM4, mas a forçante vulcânica deste experimento é a reconstrução de Crowley et al. (2008), além dos gases do efeito estufa transientes e a forçante orbital que são iguais a todos os modelos.

c) IPSL-CM5A-LR

O modelo IPSL-CM5A-LR, é um modelo de baixa resolução horizontal (1,9° x 3,75°), com 39 níveis verticais, desenvolvido pelo *Institut Pierre Simon Laplace*, as simulações deste modelo são destinadas às projeções do CMIP5 assim como as simulações para o passado (DUFRESNE et al., 2013). É um modelo do sistema terrestre constituído pelas componentes atmosféricas (modelo do *Laboratoire de Météorologie Dynamique – LMDZ5A*), continental (*Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems - Orchidée*), oceânica (NEMO) e de gelo marítimo (LIM). Além disso, também possui modelos biogeoquímicos para a química e aerossóis troposféricos (INCA), ozônio estratosférico (Reprobus) e ciclo do carbono (Orchidée e PISCES). Demais informações sobre a estrutura do modelo podem ser encontradas em Dufresne et al. (2013) e <<http://icmc.ipsl.fr/index.php/icmc-projects/icmc-international-projects/international-project-cmip5>>.

d) MIROC-ESM

O modelo MIROC-ESM foi desenvolvido em colaboração da Universidade de Tóquio com o Instituto Nacional de Estudos Ambientais e a Agência Japonesa de

Ciência e Tecnologia Marinha-Terra. O modelo é constituído pelas três componentes do sistema terrestre: Atmosfera, Oceano e Superfície Continental. O modelo atmosférico (MIROC-AGCM) possui modelos para os aerossóis e o ciclo do carbono. Além disso, o modelo é acoplado com a bioquímica oceânica e continental, na qual também envolve vegetação dinâmica. Sua resolução horizontal é de 2,8° de latitude e longitude, com 80 níveis verticais e topo em 0,003 hPa (WATANABE et al., 2011).

e) MPI-ESM-P

O modelo do sistema terrestre MPI-ESM foi desenvolvido pelo *Max-Planck Institute for Meteorology* (Alemanha). Consiste no acoplamento do modelo GCM da atmosfera (ECHAM6) e oceano (MPIOM), além dos modelos de subsistema para a terra, vegetação (JSBACH) e biogeoquímica marinha. O MPI-ESM possui três configurações de simulação, no presente estudo foi utilizado o MPI-ESM-P na única configuração do modelo que simulou os períodos passados. A resolução horizontal do modelo atmosférico é de 1,9° de latitude e longitude com 47 níveis na vertical enquanto o modelo oceânico apresenta 40 níveis verticais. A maior diferença da versão P do modelo é devido a vegetação, a qual é prescrita e não dinâmica conforme as versões LR e MR (GIORGETTA et al., 2013).

f) MRI-ESM1

O MRI-ESM1 é o modelo com melhor resolução horizontal utilizado, sendo a resolução de 1,125° de latitude e longitude com 48 níveis verticais. O modelo foi desenvolvido pelo Instituto Japonês de Pesquisas Meteorológicas (MRI). É constituído por um modelo acoplado oceano-atmosfera (MRI-CGCM3), incluindo os processos hidrológicos e do ciclo de carbono da biosfera terrestre na componente atmosférica e processos biogeoquímicos na componente oceânica. Além disso, o modelo atmosférico é acoplado com um modelo de aerossóis e química atmosférica (principalmente para o ozônio) e um modelo de cobertura de gelo marítimo e continental (YUKIMOTO et al., 2011).

3.3. Metodologia

O trabalho foi desenvolvido com base em alguns tipos de análises estatísticas:

(a) uma análise climatológica para os dois períodos estudados (histórico e LM) a fim de verificar como os modelos simulam os padrões históricos e como tais padrões mudam durante o período do LM;

(b) o período histórico foi utilizado para avaliar as simulações dos modelos utilizados assim como determinar uma forma mais correta de fazer um conjunto médio dos modelos. Foram aplicadas algumas técnicas de estatística básica de comparação entre dados observados e modelados que serão descritas ao longo do texto;

(c) para identificar os padrões relativos ao SMAS e à ZCAS, nos dois períodos, foi aplicada a metodologia para o cálculo dos modos LISAM e ZCAS (SILVA e CARVALHO, 2007).

(d) o período do LM é caracterizado por dois eventos distintos descritos anteriormente (AMC e LIA). Uma técnica de detecção de mudança de regime foi aplicada no índice do LISAM a fim de verificar se o mesmo detecta ou não (de forma objetiva) a transição entre esses períodos;

(e) a variabilidade da monção e da ZCAS foi investigada pela aplicação da transformada de ondeletas para identificar as principais escalas temporais dos índices e suas relações com indicadores de variabilidade de baixa frequência;

(f) devido à grande extensão da região SE do Brasil, a mesma foi subdividida em regiões homogêneas de precipitação através da aplicação de uma análise de agrupamento no conjunto médio do período LM;

(g) por fim, os extremos de precipitação (chuvosos e secos) durante os eventos do LM foram identificados com base nas subdivisões da região SE. Foi calculada a Função Generalizada de Valores Extremos - GEV (COLES, 2001; WILKS, 2006) e a evolução temporal dos seus parâmetros. As próximas seções serão dedicadas à explicação das análises citadas acima.

3.3.1. Análises estatísticas para comparação entre os modelos e a Reanálise.

O maior interesse em utilizar modelos climáticos é tentar identificar os padrões de circulação e extremos que podem ocorrer no futuro ou passado. Para isto é necessária uma validação destes modelos, a fim de verificar o quão bem eles simulam o clima presente, antes de fazer qualquer tipo de projeção.

Existem diversas formas e análises estatísticas para validar uma simulação de modelo (WILKS, 2006). Neste trabalho foram utilizadas cinco formas de comparação com a finalidade de elaborar um conjunto médio e descobrir uma forma de atribuir pesos para cada modelo. As estatísticas utilizadas foram:

a) Desvio Padrão Amostral (s):

O desvio padrão é a medida mais comum de dispersão estatística, definido como a raiz quadrada da variância da amostra que quantifica a dispersão dos dados com relação à média (MORETTIN; BUSSAB, 2014) e tem a seguinte forma:

$$s = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad (3.1)$$

b) Viés do modelo (*BIAS*):

O viés ou *BIAS* do modelo é um estimador da diferença entre o valor modelado (y) do valor observado (x). É calculado pela média, de todos os n tempos, da soma da diferença entre esses dois conjuntos (MORETTIN; BUSSAB, 2014) e é definido por:

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (y - x)}{n}, \quad (3.2)$$

c) Correlação (r):

Diferente do desvio padrão, a correlação é uma medida da similaridade entre duas séries de dados. No caso a serie modelada (y) e a observada (x), a correlação indica a intensidade e a direção da similaridade linear entre as variáveis (MORETTIN; BUSSAB, 2014) e pode ser obtido pela seguinte fórmula:

$$r_{x,y} = \frac{cov(x,y)}{s_x s_y} = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (y - \bar{y})(x - \bar{x})}{s_x s_y}, \quad (3.3)$$

onde $cov(x,y)$ é a covariância das duas séries; s_x o desvio padrão da série observada e s_y o desvio padrão da série modelada. Dada a correlação de Pearson conforme descrito pela equação (3.3). Segundo Morettin e Bussab (2014) o teste de hipótese do coeficiente de correlação entre dois conjuntos de variáveis é dado por:

$$t = r_{x,y} \sqrt{\frac{n-2}{1-r_{x,y}^2}} \quad (3.4)$$

onde, $n - 2$ são os graus de liberdade e $r_{x,y}$ o coeficiente de correlação.

d) Raiz do Erro Médio Quadrático (*RMS*):

O *RMS* é frequentemente utilizado para medir as diferenças entre os valores modelados e observados, semelhante ao *BIAS*. A principal diferença advém do fato que o *RMS* mede a raiz da média dos quadrados dos erros, no qual os valores próximos a zero são melhores (MORETTIN; BUSSAB, 2014) e sua forma funcional é:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y - x)^2}{n}}, \quad (3.5)$$

A *RMS* foi utilizada com a finalidade de criar um conjunto ponderado dos modelos, já que representa uma medida de erro amostral que é sempre positiva e relacionada ao desvio padrão da série em cada ponto de grade.

Além disso, também foi plotado o diagrama de Taylor (DT; TAYLOR, 2001) das séries do LISAM de cada modelo, identificando os modelos que mais se aproximam da observação. O DT sumariza em um único gráfico a correlação, raiz do erro médio quadrático e os desvios padrão simulado e observado, sua formulação encontra-se no Apêndice A.

Um dos principais desafios com relação ao entendimento das mudanças climáticas é como aumentar a confiabilidade e diminuir as incertezas das projeções dos modelos climáticos. Segundo Valverde e Marengo (2008), uma das formas de obter um panorama único com relação à algum cenário de mudanças climáticas é

através de uma média dos diferentes modelos, denominado de conjunto (ou *ensemble* em inglês), diminuindo assim as incertezas com relação àquela projeção. Existem diversos métodos para fazer um conjunto dos modelos sendo o mais simples deles através da média aritmética simples, a qual atribui o mesmo peso para todos os membros do conjunto. No entanto, Giorgi e Mearns (2002) propuseram que a utilização da média ponderada seria a mais indicada, pois leva em consideração a confiabilidade de cada modelo em simular o clima presente.

No presente trabalho, a métrica de confiabilidade utilizada para a ponderação dos modelos foi a *RMS*. Tendo os campos espaciais da *RMS* de cada modelo i , o conjunto médio ponderado (CMP) foi feito através da média em cada ponto de grade j da seguinte forma:

$$CMP(j) = \frac{\sum_{i=1}^N IRMS(i,j) \times VAR(i,j)}{\sum_{i=1}^N IRMS(i,j)}, N = 1, \dots, 6 \quad (3.6)$$

onde $IRMS(i,j)$ é o inverso da *RMS* e $VAR(i,j)$ é a variável do modelo.

3.3.2. LISAM

Devido à grande complexidade do sistema terrestre, no qual suas interações podem ocorrer linearmente ou não, identificar os principais modos de variabilidade de um conjunto de dados torna-se uma tarefa difícil. Neste contexto, a análise de componentes principais (Apêndice B) é uma ferramenta útil em dados ambientais, pois consegue reduzir um conjunto de dados com muitas variáveis em um novo conjunto com um número menor de variáveis, mas que explica grande parte da variância do conjunto inicial (WILKS, 2006).

De acordo com Wilks (2006), esse novo conjunto de variáveis da EOF são combinações lineares do conjunto inicial de dados. Tais combinações são escolhidas a fim de maximizar a variância original dos dados. Isto é, dado um vetor de múltiplas observações $x(k \times 1)$, a EOF consegue determinar um vetor $v(m \times 1)$ cujos elementos são combinações lineares do conjunto de observação e contém a maior parte da informação de x , esses elementos são denominados de EOF. Esta análise torna-se

mais eficiente quando a compressão dos dados pode ser atingida com $m \ll k$, i.e., existem consideráveis correlações entre as variáveis de x .

Silva e Carvalho (2007) utilizaram uma análise de EOF para criar o índice LISAM. A principal diferença da metodologia aplicada por elas, daquela descrita no Apêndice B, foi a utilização da matriz de correlação R ao invés da matriz de covariância. Este fato decorre porque o LISAM consiste em uma análise de EOF combinada (EOFc) entre as variáveis PR, t850, q850, u850 e v850, fazendo com que a matriz de correlação seja a ideal para ser utilizada devido as diferentes dimensões ou escalas das variáveis. Para isso, é necessário normalizar os dados e remover o ciclo anual e a tendência. Assim, a matriz de entrada da EOF (Y') fica da forma do esquema ilustrado na Figura 3.1, i.e., Y' passa a ser uma matriz com dimensões $(t \times 5p)$, devido a junção das cinco variáveis em uma única matriz.

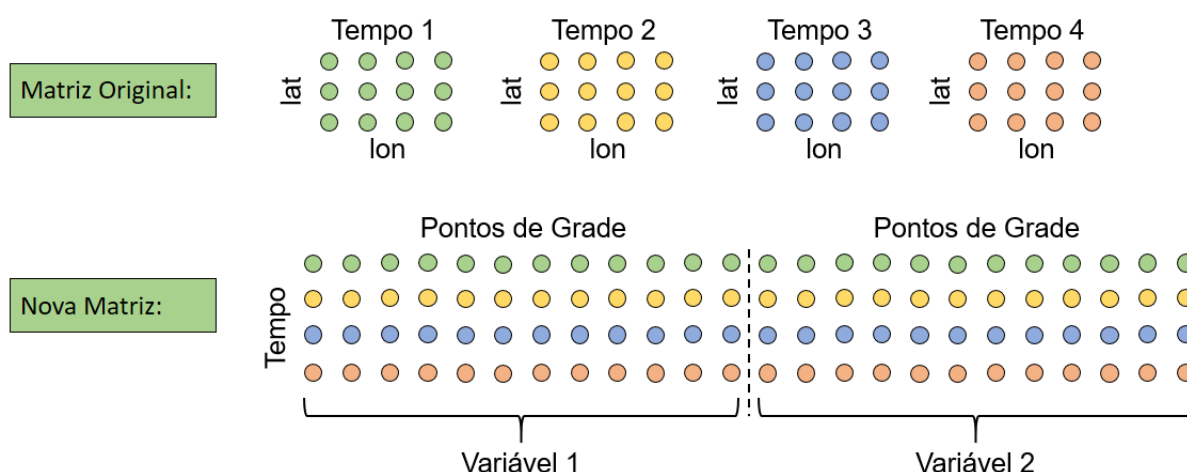


Figura 3.1. Esquema ilustrativo dos dados de entrada para o LISAM.

Desta forma, o resultado da análise de EOFc é uma matriz de autovetores E . Esta matriz é representada da seguinte forma: a primeira coluna da matriz contém os autovetores da primeira variável, a segunda coluna da matriz vai conter os autovetores da segunda variável e o mesmo ocorre para as demais colunas da matriz. Sendo assim, os coeficientes de expansão resultantes desta análise não são representativos apenas de uma variável, e sim do conjunto das cinco variáveis, logo a forma correta de se obter o padrão espacial de cada variável, associado com a série temporal da expansão da EOFc, é através da correlação do índice LISAM e a matriz de dados de cada variável obtendo assim um mapa de correlação (SILVA; CARVALHO, 2007).

Silva e Carvalho (2007) destacam ainda que os padrões capturados por cada modo podem não ser completamente independentes, apesar dos modos da EOFc não estarem correlacionados devido ao método de cálculo. Assim, sugerem o cálculo do erro amostral do autovalor ($\delta\lambda$), segundo North et al. (1982), a fim de verificar a independência entre os modos:

$$\delta\lambda \cong \lambda \left(\frac{2}{N}\right)^{1/2}, \quad (3.7)$$

onde, N é o número total de autovalores.

A série temporal dos dois primeiros modos do índice do LISAM foi utilizada para calcular a variabilidade do SMAS e da ZCAS durante o período do LM através da transformada de ondeletas (TO; Apêndice D). A TO é utilizada para transformar uma função no domínio do tempo em uma nova função que varia nas escalas de frequência e tempo, possibilitando identificar o tempo em que ocorre as variabilidades de maior frequência da série.

3.3.3. Detecção de Mudança de Regime (DMR)

O teste de DMR foi aplicado com a finalidade de identificar eventuais pontos de quebra na série temporal do LISAM e ZCAS, i.e., o teste fornece os anos em que o regime médio destes índices muda, segundo alguma métrica. A grande motivação de utilizar este tipo de técnica vem da década de 90, onde Kerr (1992) e Mantua et al. (1997) identificaram mudanças abruptas nos regimes de 40 variáveis ambientais após 1976, fazendo a década de 70 ficar conhecida como uma época de transição de regimes, principalmente associado com as mudanças da fase da PDO (MANTUA et al., 1997; CARVALHO et al., 2011).

Algoritmos empíricos de detecção da mudança de regime climático, usam tipicamente técnicas estatísticas de confirmação com uma hipótese inicial sobre o tempo das mudanças que ainda serão observadas (RODIONOV, 2004). O teste aplicado nos índices do primeiro e segundo modo do LISAM foi o algoritmo proposto por Riodionov (2004), o qual baseia-se na diferença entre as médias calculadas a cada comprimento l da série de dados. O comprimento de corte considerado para as

análises foi de 10 anos, este período foi escolhido a fim de minimizar os efeitos da variabilidade de escalas de tempo menores do que 10 anos. A descrição do algoritmo é feita no Anexo I.

3.3.4. Extremos de precipitação na região SE do Brasil.

Para entender como são os extremos de precipitação mensal durante o período do LM, foi aplicada a metodologia proposta em Silva Dias et al. (2013). A fim de estudar as mudanças nos extremos diários de precipitação em São Paulo, os autores utilizaram os cinco maiores valores de precipitação diária (por mês) da estação e calcularam os parâmetros da Função Generalizada de Valores Extremos (GEV; Apêndice F) considerando grupos sucessivos de 20 anos, iniciando em 1933 e movendo 1 ano, obtendo assim a evolução dos extremos. Para isso, eles separaram os dados em estação chuvosa e seca (meses de ONDJFM e AMJJAS, respectivamente). O objetivo de usar a análise de GEV foi mostrar que há uma mudança na precipitação diária extrema anual, validando assim as tendências positivas que os autores encontraram através da análise de quartis.

A mesma metodologia foi aplicada nos dados mensais do LM, com algumas adaptações com relação ao dado de entrada. Foram utilizados os dados mensais de precipitação do conjunto ponderado dos modelos, no lugar dos cinco maiores valores de precipitação diária, e separados em estação seca (AMJJAS) e chuvosa (ONDJFM). Além disso, devido à grande extensão da região SE do Brasil, foi necessário dividi-la em regiões homogêneas de precipitação através da aplicação da análise de agrupamentos não-hierárquicas (Apêndice E). Desta forma, o principal objetivo desta análise foi verificar qual o comportamento dos extremos de precipitação mensais em cada sub-região do SE brasileiro no período do LM e se há mudanças entre os eventos AMC e LIA. Além disso, também foi verificada a evolução dos percentis que definem os extremos chuvosos (80%, 95% e 99%) para ambas as estações.

4. PERÍODO HISTÓRICO: COMPARAÇÃO E VALIDAÇÃO DOS MODELOS CLIMÁTICOS

4.1. Climatologia e validação dos modelos com a Reanálise

Diversos estudos utilizaram os Modelos Atmosféricos de Circulação Geral (AGCMs) para analisar as principais características do SMAS usando modelos de centros climáticos (CAVALCANTI et al., 2002; LIEBMANN et al., 2007) ou pertencentes à terceira fase do CMIP (VERA et al., 2006b; BOMBARDI; CARVALHO, 2009; SETH et al, 2010; GULIZIA et al, 2013) e mais recentemente usando os modelos do CMIP5 (KITOH et al., 2013; JONES; CARVALHO, 2013; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; ROJAS et al., 2016).

Conforme discutido anteriormente, uma das principais características do SMAS é sua grande variabilidade sazonal de precipitação e outras variáveis (GAN et al., 2004; VERA et al., 2006a; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016). AGCMs utilizados pelo IPCC (CMIP5/PMIP3) são capazes de simular as características gerais do SMAS, no entanto, com diferentes graus de habilidade (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016). Ou seja, fica evidente a necessidade de elaborar um conjunto de todas as simulações possíveis dos modelos (VALVERDE; MARENGO, 2008; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016). Assim, uma das formas de analisar a confiabilidade do modelo é através da climatologia sazonal das variáveis utilizadas. Neste trabalho, as variáveis escolhidas para a análise foram aquelas usadas para a aplicação do LISAM.

Vera et al. (2006b) identificaram que a maioria dos modelos do CMIP3 conseguem simular as principais diferenças da climatologia de precipitação entre o verão e inverno, mas apenas poucos membros foram capazes de reproduzir a ZCAS durante os meses de verão (BOMBARDI; CARVALHO, 2009). Outra importante característica das simulações do SMAS foi destacada por Bombardi e Carvalho (2009), os quais encontraram que o início da monção é razoavelmente bem simulado já que o ciclo anual da monção é bem representado nos modelos do CMIP3. No entanto, há grandes diferenças regionais, por exemplo, o ciclo anual de precipitação

é bem representado na região Central do Brasil, Sul da Amazônia e região denominada de ZCAS pelos autores, apesar de apresentar uma subestimativa dos totais de precipitação nessas regiões. Já nas regiões NE do Brasil e Noroeste da Amazônia, os modelos apresentam grandes discrepâncias no ciclo anual, fato que parece resultar das distorções da simulação do ciclo sazonal da ZCIT em alguns modelos, que é o principal sistema de grande escala que produz precipitação na região (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

Tomando como base os estudos discutidos acima, foi feita a climatologia dos modelos CCSM4, GISS, IPSL, MIROC, MRI e MPI para o trimestre do verão (Figura 4.1) e inverno (Figura 4.2) para tentar entender como os modelos simularam o clima histórico (1982-2005) da América do Sul. Vale destacar que os conjuntos produzidos na maioria dos trabalhos citados anteriormente possuem membros que não têm simulações para os períodos passados. Uma primeira análise visual das figuras indica que os modelos simulam razoavelmente bem a sazonalidade da precipitação e, conseqüentemente, o deslocamento do SMAS entre o verão e inverno.

Com relação ao trimestre do verão (Figura 4.1), os modelos simulam o pico e o padrão da precipitação relacionado ao SMAS, com exceção do modelo GISS (Figura 4.1g) que apresenta uma grande subestimativa (Figura 4.3b) do total de precipitação na região de atuação do SMAS. Além disso, a maioria dos modelos foram capazes de reproduzir as características fundamentais da banda de nebulosidade associada à ZCAS, com algumas distorções no modelo MPI (Figura 4.1p), assim como observado em outros trabalhos (JONES; CARVALHO, 2013; YIN et al., 2013; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

Vale ressaltar ainda que os modelos têm clara tendência de reproduzir uma banda dupla da ZCIT no oceano Atlântico, fato que se reflete no CMP (Figura 4.1v). Este comportamento tende a ocasionar erros na simulação dos acumulados de precipitação, principalmente na região NE do Brasil, a qual apresenta acumulados acima (abaixo) do observado durante os meses de verão (inverno). Carvalho e Cavalcanti (2016) sugerem que este fator ocasiona erros na representação do ciclo sazonal de precipitação nesta região, o que é um problema que persiste desde a geração de modelos do CMIP3 (BOMBARDI; CARVALHO, 2009).

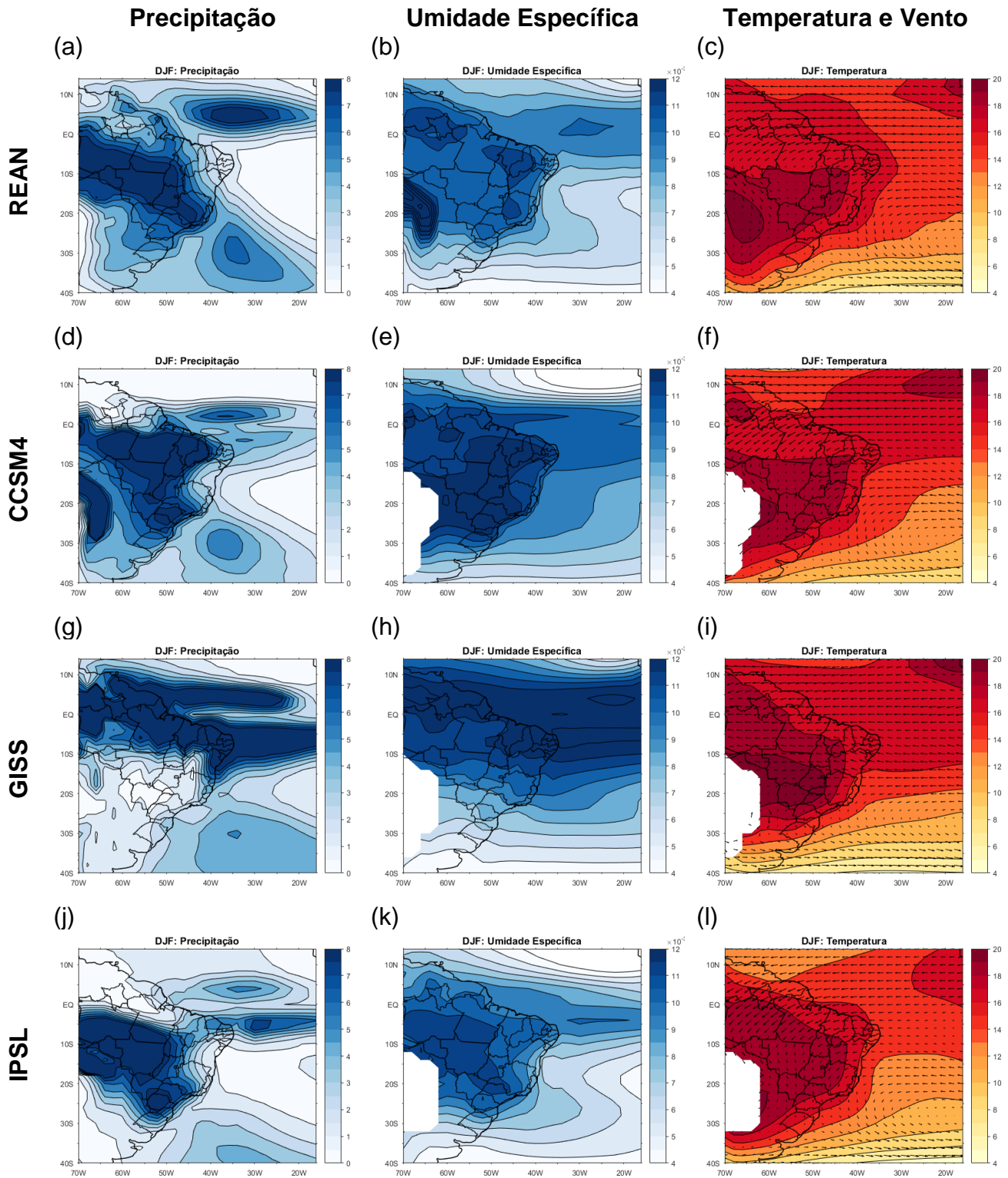


Figura 4.1. Climatologia de precipitação (primeira coluna; [$\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$]), umidade específica (segunda coluna; [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$]), temperatura [$^{\circ}\text{C}$] e vento (terceira coluna; [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]) em 850 hPa para DJF, sendo os dados referentes a Reanálise (letras (a) a (c)) e os modelos: (d)-(f) CCSM4; (g)-(i) GISS; (j)-(l) IPSL; (m)-(o) MIROC; (p)-(r) MPI; (s)-(u) MRI; (v)-(x) Conjunto médio ponderado (CM) dos modelos.

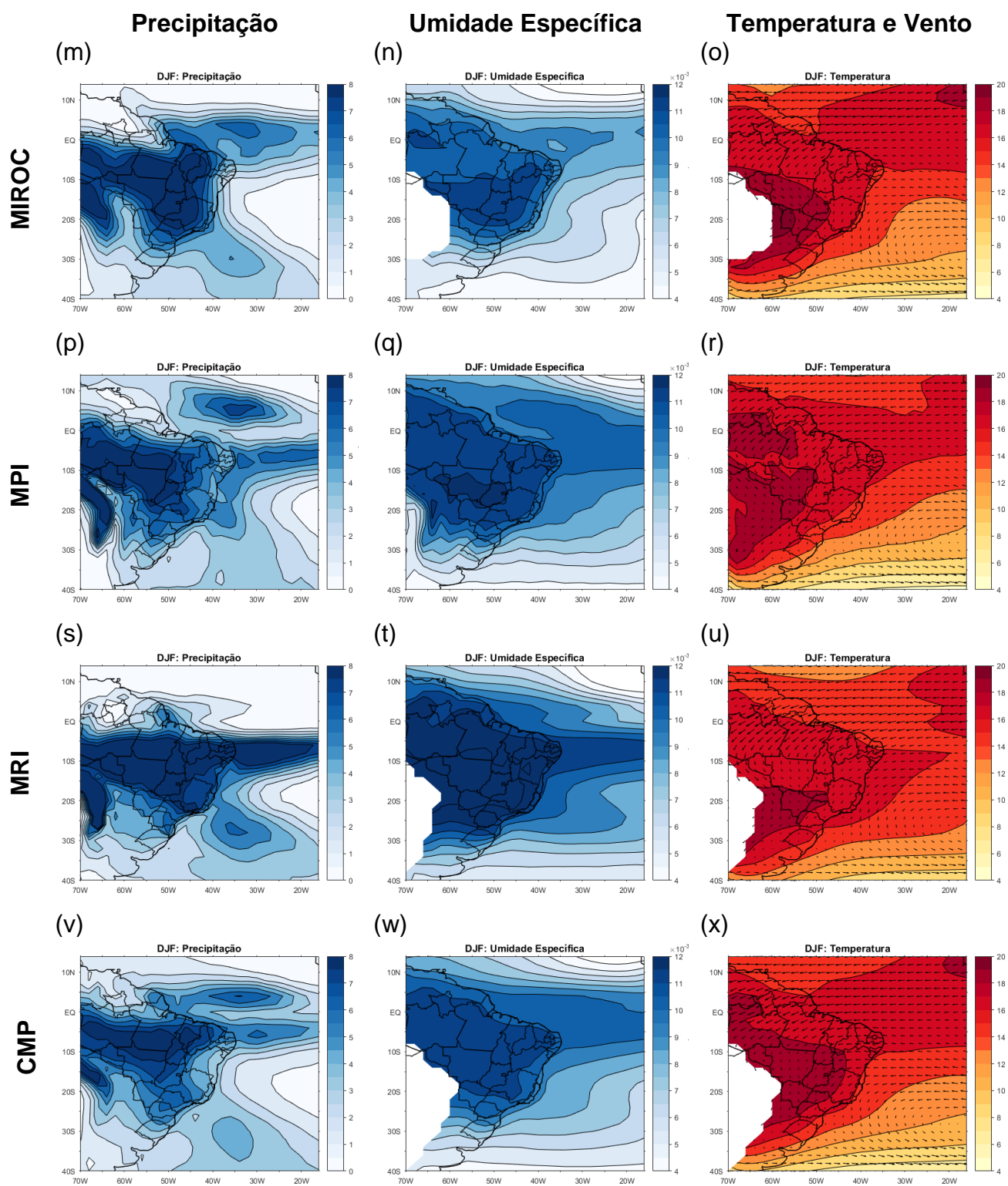


Figura 4.1. (Continuação).

Apesar disto, os modelos conseguem simular as diferenças entre o verão (Figura 4.1) e inverno (Figura 4.2) do domínio do SMAS, assim como o deslocamento para norte da banda de nebulosidade da ZCIT, corroborando com outros trabalhos que utilizaram os modelos do CMIP5 (WANG et al., 2011; JONES; CARVALHO, 2013; KITO et al., 2013; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016). Ainda neste contexto, Kito et al (2013) utilizaram um conjunto médio de 29 modelos do CMIP5 para estudar as monções globais e destacaram que, apesar dos modelos simularem bem o domínio do SMAS, o início da monção começa antes do que o observado.

Com relação aos meses de inverno, todos os modelos apresentam baixos totais de precipitação na região central da AS. Mas a maioria dos modelos (CCSM4, GISS, MRI e MPI) simulam precipitação acima da observada na região dos Andes em ambas as estações. Além disso, há uma clara subestimativa da precipitação simulada na região Sul e NE do Brasil. Os modelos GISS (Figura 4.2g) e MRI (Figura 4.2s) persistem a banda dupla da ZCIT durante o trimestre de inverno, o que implica em um aumento da precipitação na costa leste do NE do Brasil assim como observado nos dados do GPCP (Figura 4.2a). No entanto, os dados observados não apresentam a banda dupla, pois a precipitação observada no NE nesta época do ano não está relacionada com a permanência da ZCIT na região e sim com a atuação da brisa marítima e de distúrbios ondulatórios de leste (YAMAZAKI; RAO, 1977; KAYANO, 2003; KAYANO; ANDREOLI, 2009). Essas grandes diferenças locais de precipitação entre os modelos foi a principal motivação por optar em fazer o conjunto médio ponderado em cada ponto de grade, ao invés da simples média aritmética, a fim de tentar minimizar os efeitos locais de cada modelo.

De acordo com as observações da precipitação (Figura 4.1a), durante os meses de verão, as maiores precipitações ficam em torno de 8 mm.dia^{-1} na parte sul da Amazônia e grande parte do CO brasileiro se estendendo no eixo da ZCAS, enquanto o conjunto dos modelos (Figura 4.1v) apresenta um deslocamento para norte dos máximos de precipitação, mas também consegue representar o eixo principal da ZCAS assim como o núcleo de precipitação sobre o oceano Atlântico Sudoeste (entre $20\text{-}40^{\circ}\text{S}$ e $40\text{-}30^{\circ}\text{O}$). Além disso, outra grande melhoria do conjunto foi o aumento da precipitação no inverno (Figura 4.2v) sobre parte da região sul e a diminuição dos acumulados de precipitação próximos aos Andes, se aproximado

assim dos valores observados (Figura 4.2a). Desta forma, a remoção do viés dos modelos para o período do LM e os pesos calculados pelo RMS foram baseados no clima do presente e na hipótese de que tais parâmetros permanecem os mesmos.

Os padrões de umidade específica do conjunto dos modelos (Figura 4.1w e 4.2w) tendem a seguir os padrões da precipitação, com os máximos durante o verão (inverno) localizados no eixo de atuação da ZCAS (ZCIT). Além disso, o conjunto dos modelos tende a superestimar a umidade na região Centro-Oeste (CO; Figura 4.1w) do Brasil no verão. Este fator também foi verificado nos modelos do CMIP3 por Gulizia et al. (2013), que destacaram uma hábil capacidade dos modelos em representarem o modo dominante do transporte de umidade integrado verticalmente e os padrões de umidade sobre a América do Sul, mas com intensidades diferentes do que o observado (ver Figura 4.5).

Assim como ocorre na análise do campo de umidade, a temperatura e o vento em baixos níveis (Figura 4.1x e 4.2x) apresentam padrões semelhantes ao observado pela Reanálise (Figura 4.1c e 4.2c), sendo que as principais diferenças ocorrem próximo à região Andina. Este fator está relacionado com a ausência de dados nesta região, pois, com exceção da precipitação, as demais variáveis dos modelos não possuem valores no nível de 850 hPa. Desta forma, o conjunto dos modelos foi construído de tal forma que foram ignorados os valores na região Andina do modelo MPI (único modelo que simula as variáveis neste nível), evitando possíveis vieses e impossibilitando a comparação com os dados observados nesta região.

Durante os meses de inverno, o conjunto dos modelos (Figura 4.2x) apresentam um núcleo com máxima temperatura sobre a região Amazônica e norte da região CO, enquanto a reanálise destaca apenas um pequeno núcleo de temperatura na interseção dos estados de Mato Grosso, Goiás e Tocantins. Novamente, os modelos conseguem simular bem o descolamento sazonal para norte dos máximos de umidade e do gradiente de temperatura.

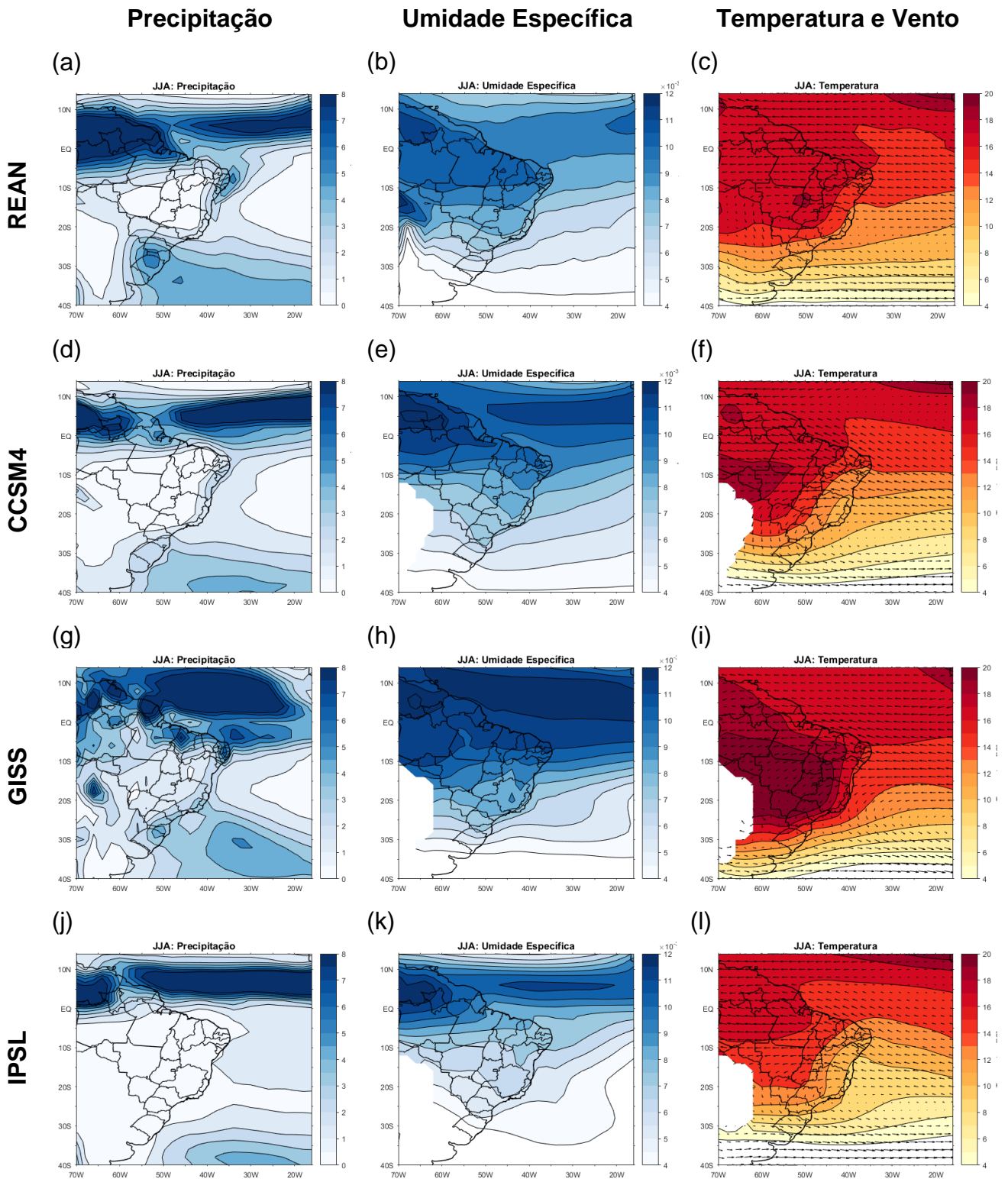


Figura 4.2. Igual à Figura 4.1, mas para o trimestre JJA.

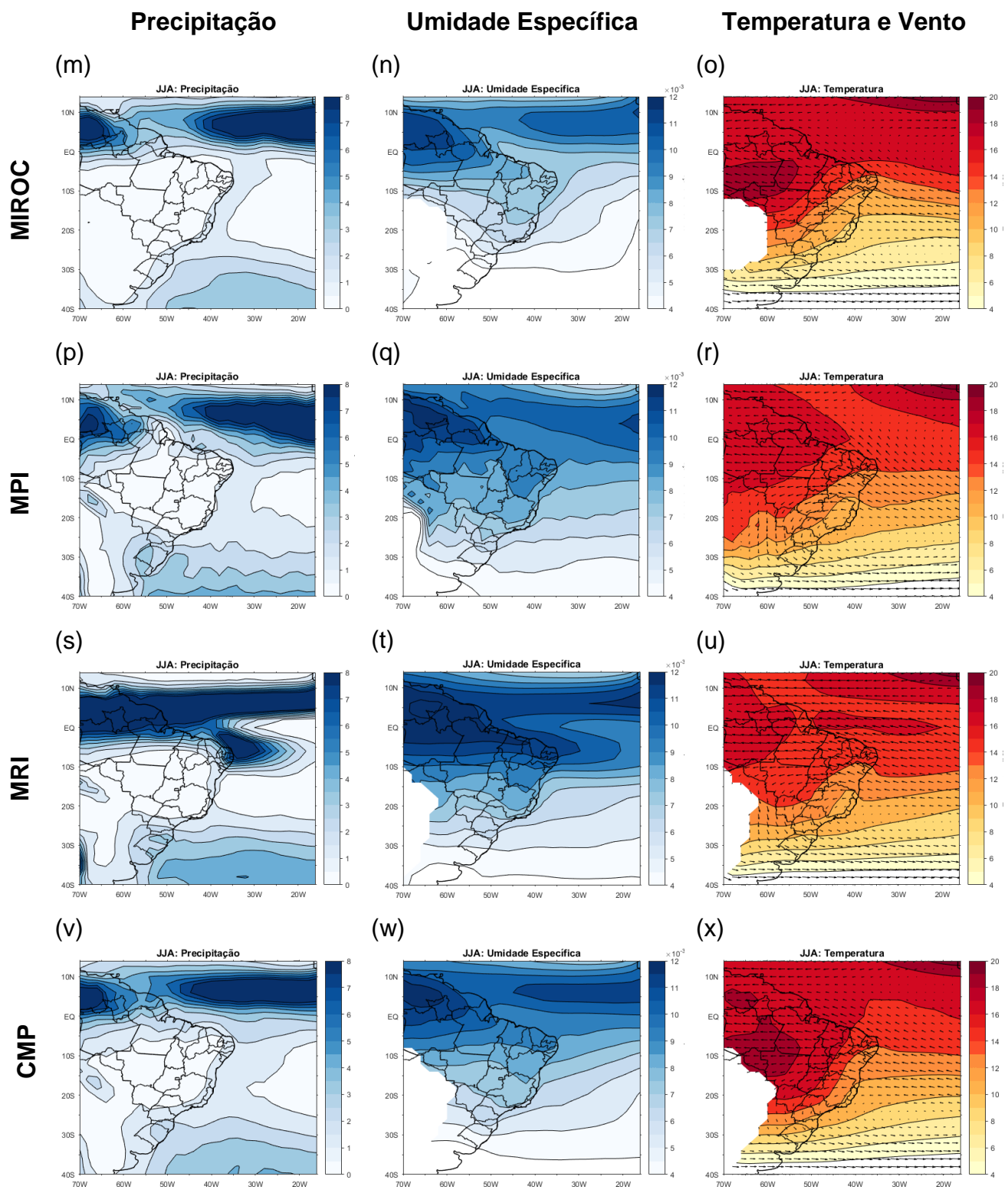


Figura 4.2. (Continuação).

A fim de quantificar as diferenças entre os modelos e os dados observados, foi calculado o viés - BIAS (Figuras 4.3 a 4.7) das variáveis para cada modelo. Em geral, todos os modelos subestimam a precipitação (Figura 4.3) no SMAS, em especial o modelo GISS (Figura 4.3b) cujos valores de viés são inferiores a -2 mm.dia^{-1} . Conforme mencionado anteriormente, os modelos tendem a simular uma banda dupla da ZCIT. Esta característica da ZCIT nos modelos aparece mais claramente nas análises de viés, na qual a maioria dos modelos (menos o MIROC) apresentaram valores positivos (negativos) para a precipitação na banda sul (norte) da ZCIT. Vale ressaltar que o modelo GISS (Figura 4.3b) foi o que apresentou os maiores valores positivos de viés na região de estudo. Além disso, o modelo IPSL (Figura 4.3c) foi o único que apresentou viés inferior a -2 mm.dia^{-1} na região da ZCAS oceânica. Este fato pode estar ligado com a falsa representação da passagem de sistemas frontais e/ou da atividade intrasazonal já que a precipitação nesta região é fortemente dominada pela propagação de trens de ondas dos extratropicais para os trópicos (LIEBMANN et al., 1999; CARVALHO et al, 2002, 2004; SILVA, 2009).

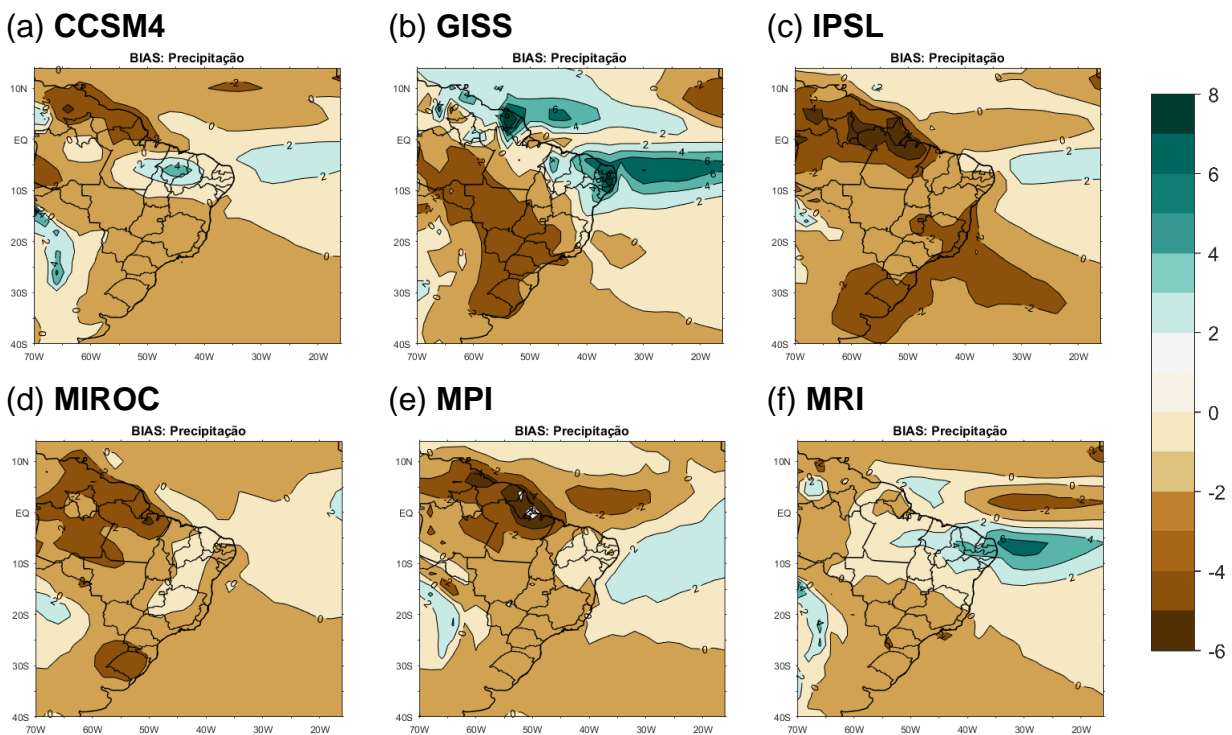


Figura 4.3. BIAS da precipitação [mm.dia^{-1}] para os modelos: (a) CCSM4; (b) GISS; (c) IPSL; (d) MIROC; (e) MPI; (f) MRI.

Com relação à temperatura (Figura 4.4), todos os modelos apresentaram um viés negativo na região oceânica e valores positivos (GISS, IPSL, MPI) ou próximos a zero (CCSM4, MIROC) no norte da Amazônia. Apenas o modelo MRI (Figura 4.4f) subestimou a temperatura em toda a grade de estudo, enquanto o modelo GISS (Figura 4.4b) foi o único modelo que apresentou viés positivo na região CO, SE e Sul do Brasil. Este fato está relacionado diretamente com o viés negativo de precipitação no eixo da ZCAS (Figura 4.3b). Desta forma, locais com menos precipitação tendem a aquecer mais, devido a menor atenuação da radiação solar incidente pelas nuvens na superfície, assim como ocorre na região norte da Amazônia na maioria dos modelos. De um modo geral, todos os modelos também apresentaram viés negativo na umidade específica (Figura 4.5) em toda a grade de estudo, sendo a região Amazônica a que apresentou o viés mais negativo (em torno de -14 g.kg^{-1}).

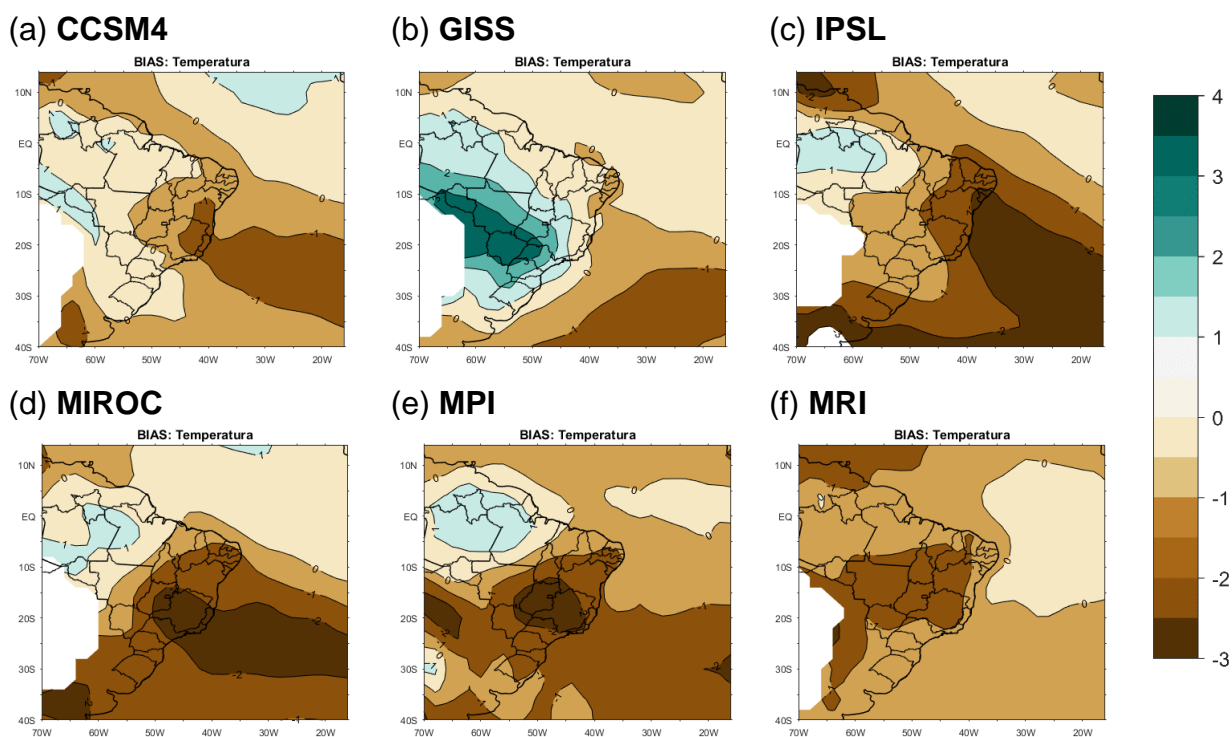


Figura 4.4. Igual à Figura 4.3, mas para a temperatura [°C].

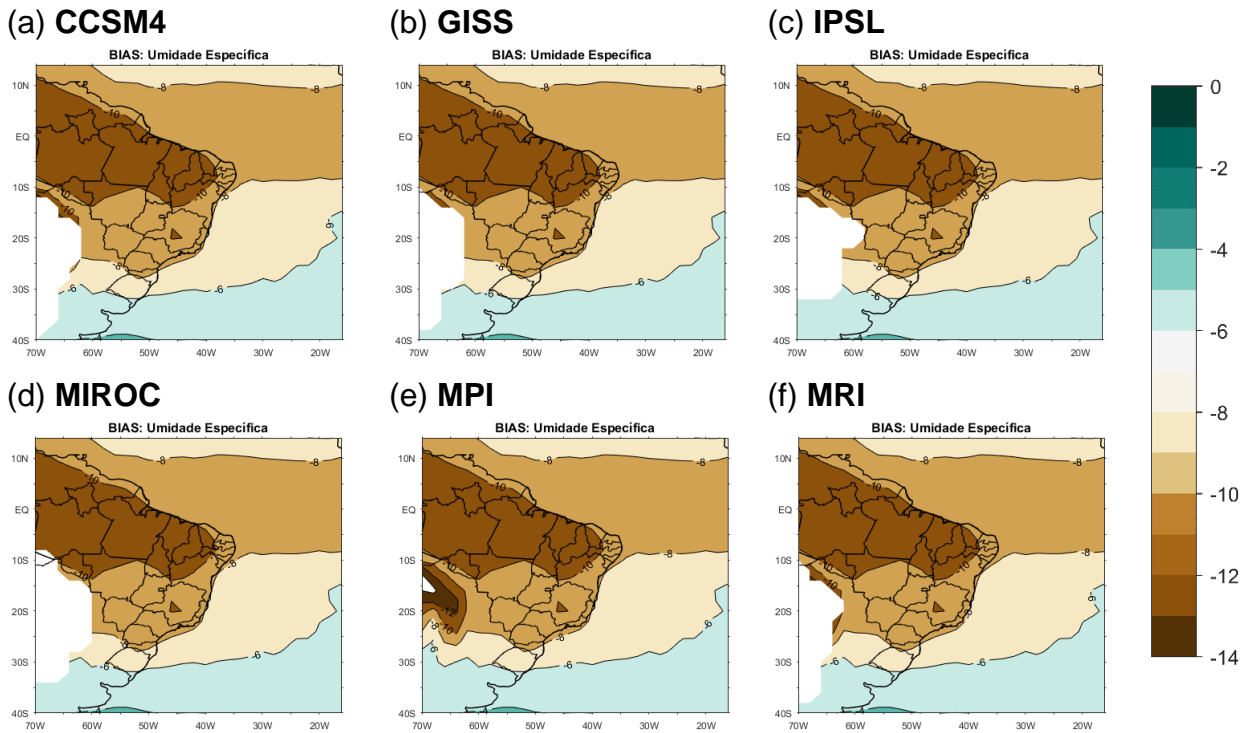


Figura 4.5. Igual à Figura 4.3, mas para a umidade específica [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$].

Outro importante fator a ser destacado é a capacidade dos modelos em simular as características gerais do campo de vento na grade de estudo (Figuras 4.6 e 4.7). Entretanto, todos os modelos subestimam os ventos zonal (Figura 4.6) e meridional (Figura 4.7) na região de atuação da ZCAS, o que influencia o transporte de umidade para a região assim como o processo de formação da ZCAS. Essas anomalias do vento influenciam diretamente na posição do JBN, que, por sua vez, controla o posicionamento e intensidade da ZCAS (JONES; CARVALHO, 2002; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016), ocasionando erros na simulação deste sistema. Além disso, os modelos superestimam o vento meridional (Figura 4.7) na costa da região NE, indicando um aumento da intensidade dos alísios de SE e influenciando na formação da banda dupla da ZCIT nesta região.

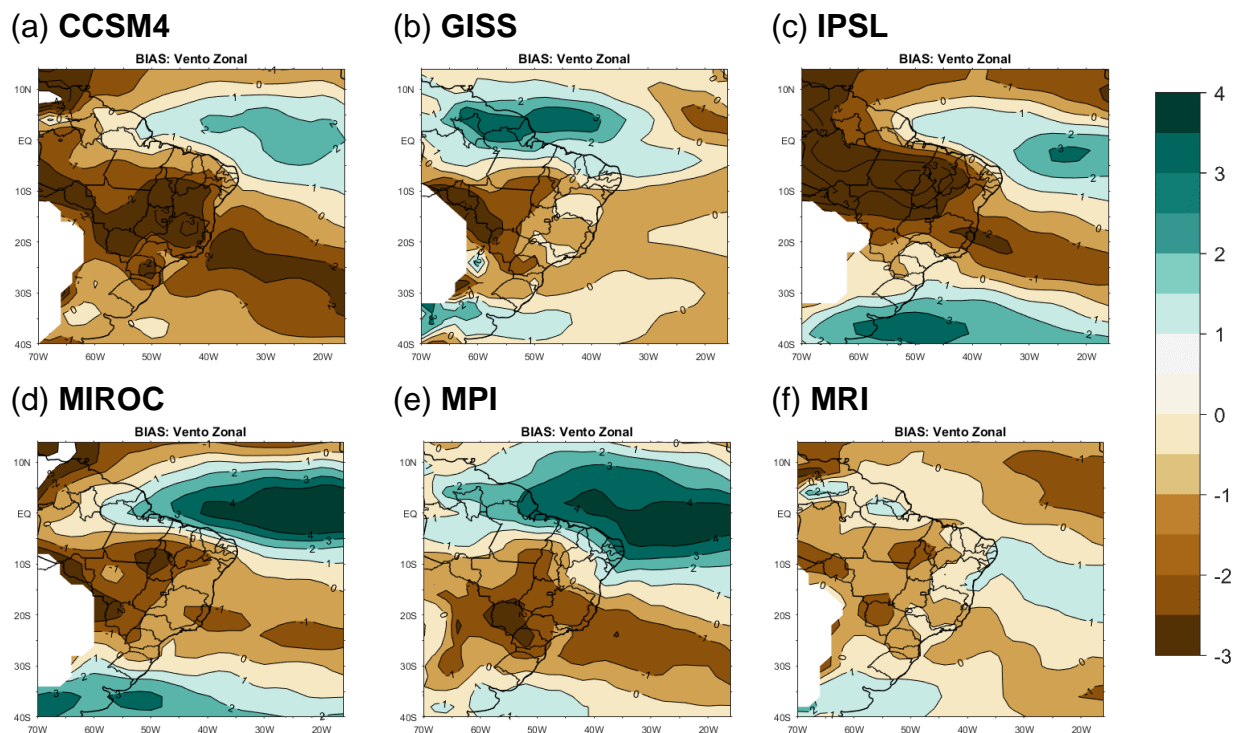


Figura 4.6. Igual à Figura 4.3, mas para a componente zonal do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$].

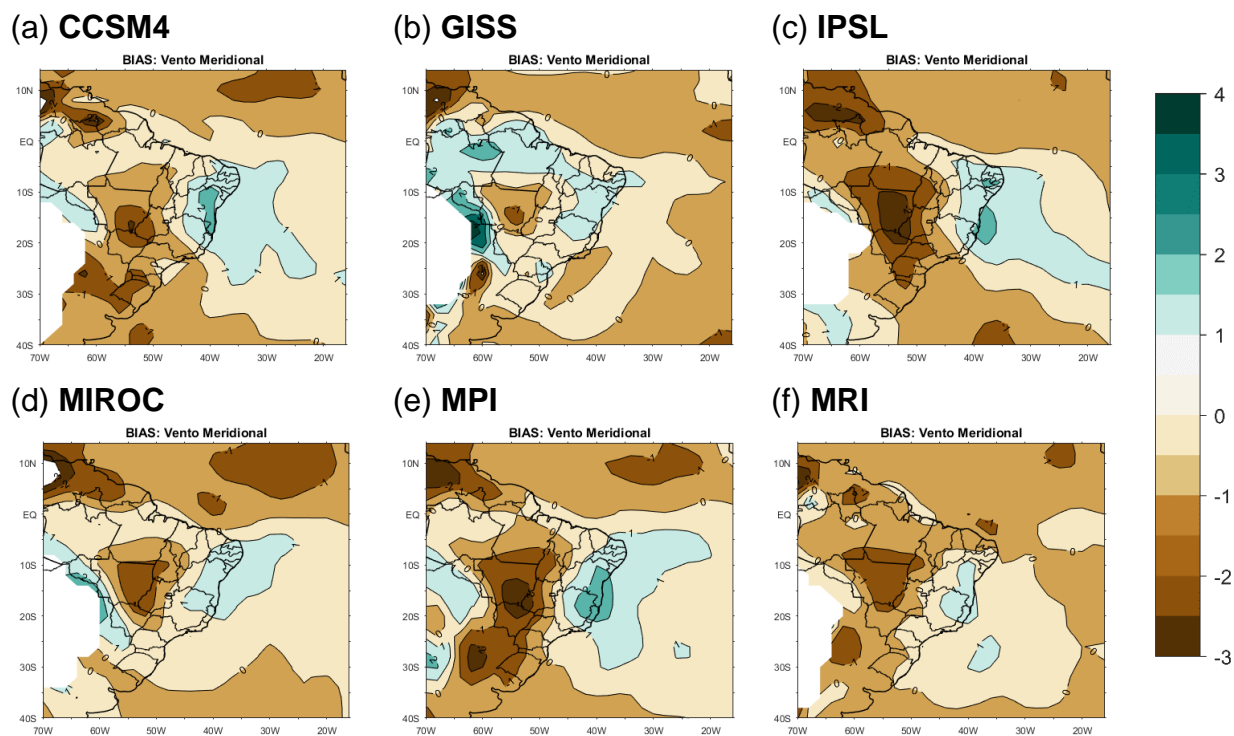


Figura 4.7. Igual à Figura 4.3, mas para a componente meridional do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$].

4.2. Conjunto dos modos relativos ao SMAS e a ZCAS

É necessária uma validação de como os modelos representam o modo LISAM e ZCAS relativos a SMAS. Carvalho e Cavalcanti (2016) afirmam que a definição do SMAS e do seu ciclo de vida depende fortemente da metodologia utilizada. Desta forma, o viés dos modelos mostrados na seção anterior pode ser atenuado durante a análise dos sistemas de interesse conforme a metodologia aplicada. A principal motivação na utilização do índice do LISAM vem do fato de se tratar de uma análise de EOFc cujo objetivo é maximizar as variâncias dos padrões das variáveis (SILVA; CARVALHO, 2007). Portanto, essa metodologia fornece o padrão de variabilidade geral, independente da intensidade das variáveis simuladas.

A Figura 4.8 mostra a comparação entre o primeiro modo da EOFc obtido com os dados da Reanálise (Figura 4.8a a 4.8e) e do CMP (Figura 4.8f a 4.8j) para a precipitação (PREC), umidade específica (Q850), temperatura (T850), vento zonal (U850) e meridional (V850). Os padrões encontrados pelo conjunto médio para o modo da monção foram semelhantes aqueles encontrados por Silva e Carvalho (2007; terceira coluna da Figura 4.8). Desta forma, destaca-se que o início da monção se dá quando há anomalia positiva de umidade específica (Figura 4.8g a 4.8i) sobre a porção centro-sul do Brasil, associado com anomalia negativa (positiva) de temperatura (Figura 4.8d a 4.8f) sobre a região CO (Sul). Com relação aos ventos, nota-se que a monção se estabelece quando há anomalias de vento zonal (Figura 4.8j a 4.8l) de oeste (leste) em aproximadamente 10°S (30°S), assim como anomalias de ventos meridional (Figura 4.8m a 4.8o) de sul (norte) sobre parte da região Sul (Norte e NE) do Brasil. Tais características são semelhantes às encontradas por Gan et al. (2004) através de dados observados de precipitação, temperatura e circulação atmosférica.

Jones e Carvalho (2013) aplicaram o LISAM nas simulações de 10 modelos do CMIP5 e também encontraram que o LISAM dos modelos possui uma grande capacidade de reproduzir os padrões observados, relacionados ao SMAS. Além disso, os autores utilizaram a série temporal do primeiro modo para determinar as datas de início, fim e duração da estação chuvosa, conforme descrito em Silva e Carvalho (2007), e encontraram que os modelos conseguem capturar a intensificação geral na

amplitude do SMAS e uma tendência multidecenal de inícios precoces e fins tardios da estação chuvosa, durante o século XX, assim como observado nos dados da reanálise.

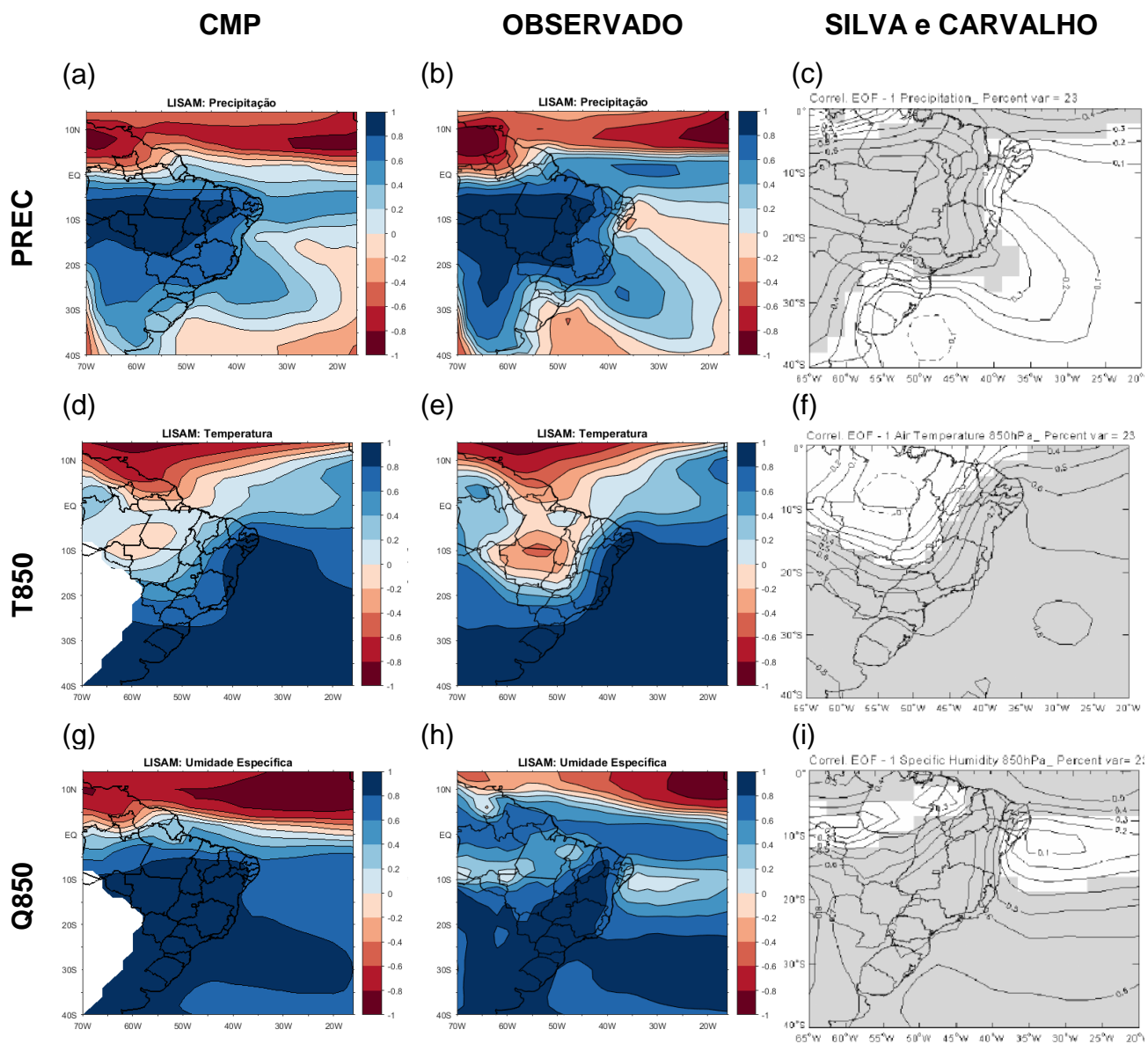


Figura 4.8. Primeiro modo da EOFc, relativo ao SMAS, para o conjunto médio dos modelos (primeira coluna), os dados observados (segunda coluna) e as imagens extraídas de Silva e Carvalho (2007; terceira coluna) para as variáveis: (a)-(c) precipitação; (d)-(f) temperatura; (g)-(i) umidade; (j)-(l) vento zonal; (m)-(o) vento meridional. Escala de cores indica a correlação entre a série temporal do modo com o campo espacial de cada variável. A variância explicada pelo primeiro modo foi de 56% e 37,2% para o CMP e os dados observados, respectivamente.

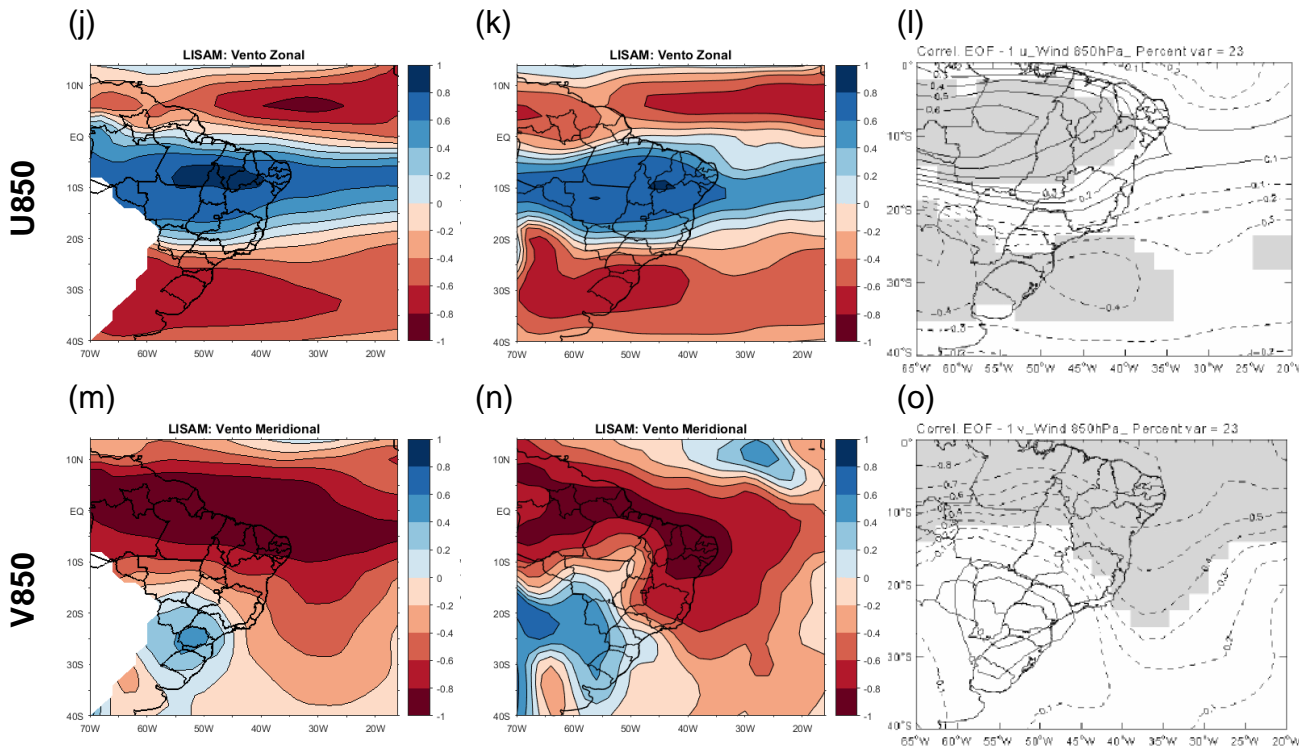


Figura 4.8. (Continuação).

As diferenças entre a EOFc obtidas com os modelos e os dados observados começa na variância explicada por cada modo (Figura 4.9). Vale ressaltar que os padrões dos dois primeiros modos da EOF são independentes segundo o teste de North et al. (1982), i.e., os erros amostrais de cada modo não se encontram na zona de influência do modo subsequente. Assim, os padrões desses modos podem ser analisados separadamente. O primeiro e segundo modo da EOFc calculada com os dados observados (CMP) serão denominados de LR (LCM) e ZR (ZCM), respectivamente. Desta forma, a variância explicada pelo LR (ZR) foi de 37,2% (12,3%), enquanto a variância explicada pelo LCM (ZCM) foi de 56% (18,6%), representando um grande aumento quando comparado com os dados observados. Isto se deve ao fato dos modelos suavizarem as variações transientes dos índices, fazendo com que grande parte da variação dos dados seja representada pelos sistemas de grande escala.

Outra importante diferença entre a LR e LCM é a posição média da ZCIT do Atlântico. Como os modelos simulam uma banda dupla da ZCIT no oceano, a análise de EOF (Figura 4.8a) tende a posicionar o máximo da precipitação na região intermediária entre as duas bandas de nebulosidade simuladas, preferencialmente ao

sul do Equador, enquanto a posição média na LR (Figura 4.8b) fica em torno de 5°N, influenciando no padrão de precipitação da costa do NE, conforme mencionado anteriormente. No entanto, as demais variáveis apresentam grandes semelhanças entre o observado e simulado, com pequenas diferenças de intensidade da temperatura na região CO (Figura 4.8d e 4.8e), da precipitação na região da ZCAS oceânica (Figura 4.8a e 4.8b) e da umidade específica (Figura 4.8g e 4.8h) na costa do NE e Sul da Amazônia.

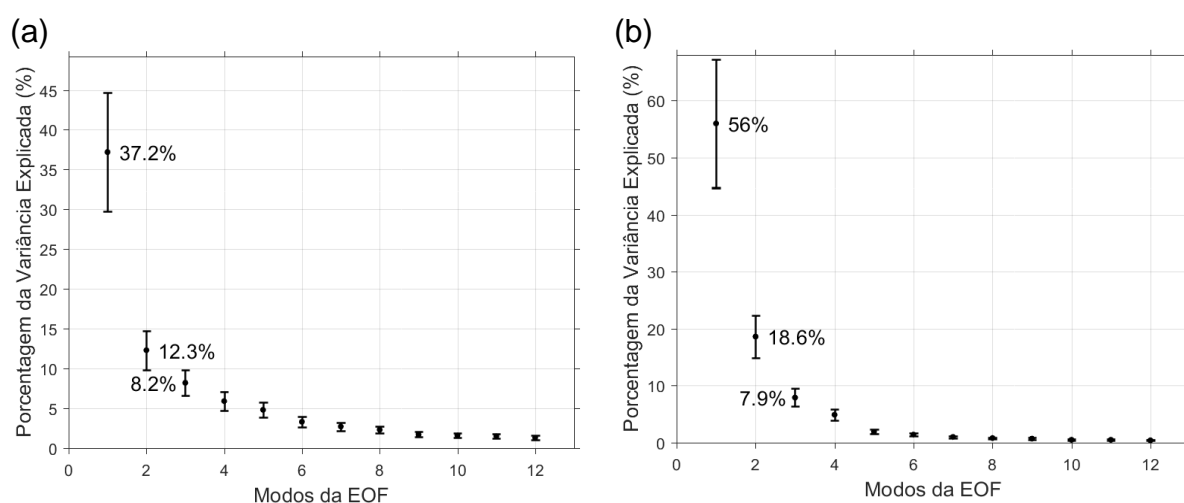


Figura 4.9. Variância explicada pelos 12 primeiros modos da EOFc e o erro amostral calculado pelo método de North et al. (1982) utilizando os dados: (a) observados (Reanálise e GPCP); (b) CMP dos modelos.

A Figura 4.10 mostra a comparação do segundo modo da EOFc, que representa a ZCAS, entre os dados observados e o conjunto médio dos modelos. Conforme mostrado nas figuras, em geral, o início de um evento de ZCAS (Figura 4.10a e 4.10b) está associado com anomalias negativas de umidade específica (Figura 4.10e e 4.10f) em grande parte do Oceano Atlântico e positivas (ou próximo a zero) na região continental e oceano adjacente à região SE do Brasil. Também apresenta anomalias positivas de temperatura (Figura 4.10c e 4.10d) sobre o Brasil, com exceção da região Sul e extremo norte da região NE. Em termos de anomalias de vento, destaca-se um padrão tipo tripolo, com anomalias negativas de vento zonal (Figura 4.10g e 4.10h) no oceano adjacente à região NE e parte da Argentina e anomalias positivas sobre grande parte da região N, CO e SE. No caso do vento meridional (Figura 4.10i e 4.10j), o padrão é inverso ao observado no vento zonal, com anomalias negativas sobre grande parte da região SE e parte do NE; e anomalias positivas sobre o oceano Atlântico Tropical e Uruguai.

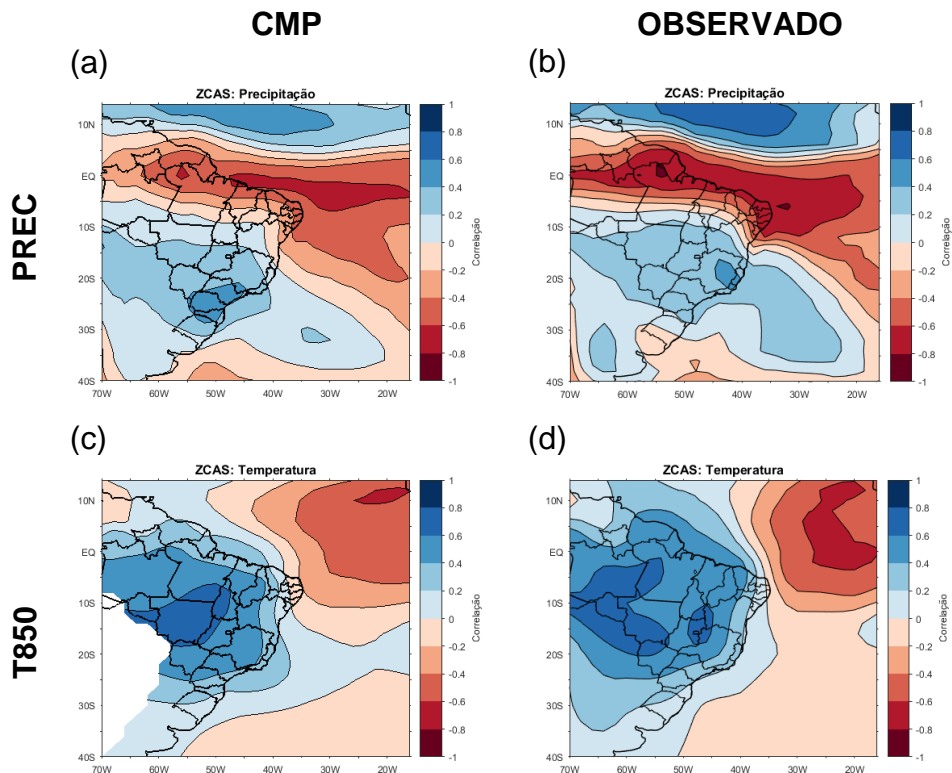


Figura 4.10. Segundo modo da EOFc, relativo à ZCAS, para o conjunto médio dos modelos (primeira coluna) e os dados observados (segunda coluna), para as variáveis: (a) e (b) precipitação; (c) e (d) temperatura; (e) e (f) umidade; (g) e (h) vento zonal; (i) e (j) vento meridional. Escala de cores indica a correlação entre a série temporal do modo com o campo espacial de cada variável. A variância explicada pelo segundo modo foi de 18,6% e 12,3% para o CMP e os dados observados, respectivamente.

Embora os padrões do segundo modo da EOFc identificados pelo conjunto médio sejam semelhantes àqueles encontrados nos dados observados, eles apresentam algumas diferenças não desprezíveis. Dentre elas, a interrupção da banda de precipitação (Figura 4.10a), associada à ZCAS, no Oceano Atlântico Sudoeste, relacionado com a subestimativa da precipitação dos modelos nessa região (Figura 4.4). Este fato é outro indício de que os modelos não simulam corretamente as variações intrasazonais e/ou sistemas transientes na região. Essa diferença na banda de precipitação também aparece na umidade específica (Figura 4.10e), na qual há anomalias negativas de umidade na região oceânica enquanto os dados observados (Figura 4.10f) mostram anomalias positivas. Os demais padrões encontrados possuem apenas algumas diferenças em termos de intensidade da correlação influenciada, principalmente, pela diferença na variância explicada por cada conjunto de dados.

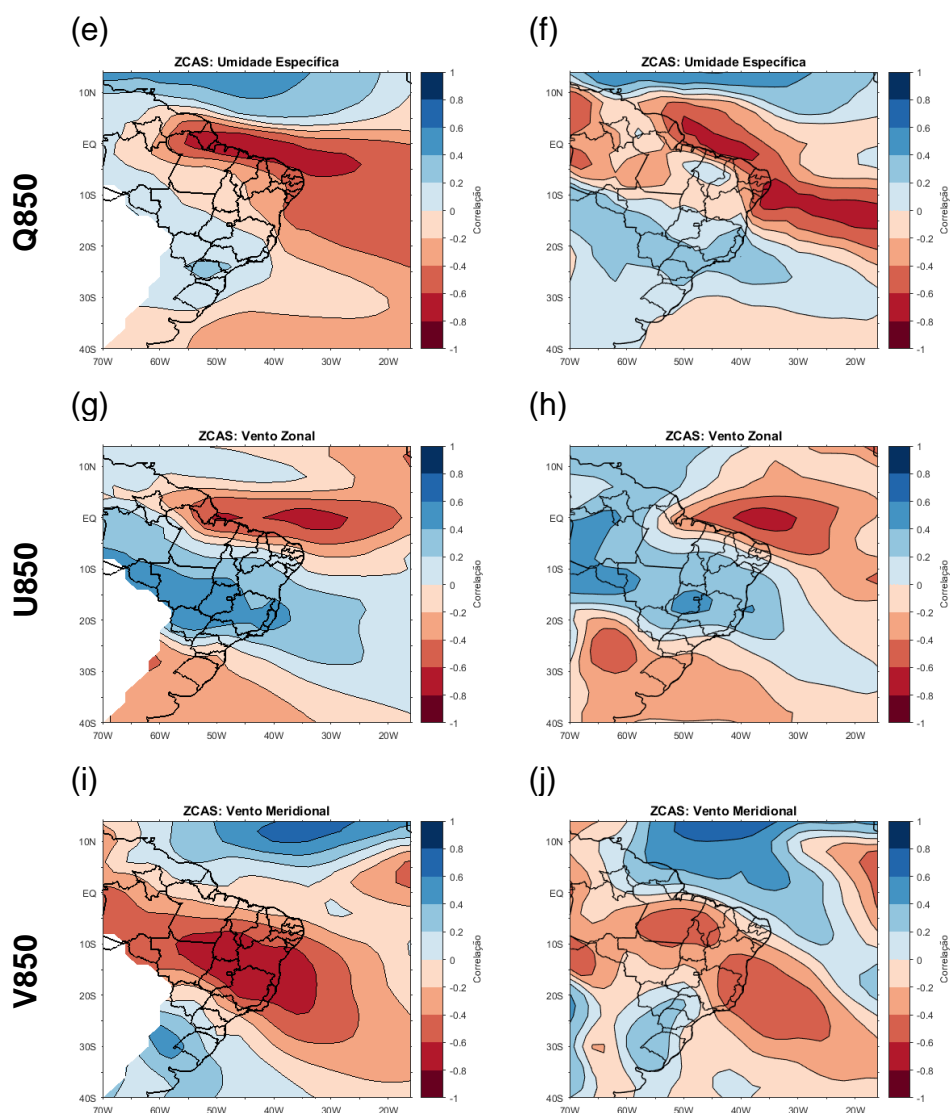


Figura 4.10. (Continuação).

Os padrões acima foram mostrados com base no CMP dos modelos. A Figura 4.11 mostra um panorama geral de como as séries temporais (normalizadas) da EOFc dos modelos se comportam, com relação à observação, através da plotagem no DT. Um modelo é dito como “bom” quanto mais próximo fica do ponto de referência (REF). Da mesma forma, uma maior dispersão dos pontos no diagrama indica uma grande variedade de padrões simulados (TAYLOR, 2001).

Os pontos vermelhos (triângulos azuis) da Figura 4.11 representam a série temporal do primeiro (segundo) modo da EOFc, relativo ao índice do LISAM (ZCAS) e os quadrados verdes indicam a série temporal do terceiro modo da EOFc. Os padrões simulados individualmente por cada modelo do primeiro modo apresentam uma grande similaridade entre os modelos, i.e., uma pouca dispersão dos pontos. As

correlações entre as séries temporais dos modelos e a observação ficam em torno de 95%, com baixo RMS (entre 0,25 e 0,5), mas moderado desvio padrão (entre 1 e 1,25). A boa representação dos padrões do primeiro modo pelos modelos já era esperada, pois diversos trabalhos mencionam a capacidade dos modelos em simular os padrões de grande escala relacionados ao SMAS (KITOH et al., 2013; JONES; CARVALHO, 2013; YIN et al., 2013; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; ROJAS et al., 2016). Desta forma, o CMP desses modelos tende a representar bem os padrões observados do LISAM.

Com relação ao segundo modo da EOFc (triângulos azuis), nota-se uma dispersão bem maior dos modelos quando comparados ao primeiro modo, sendo que o modelo MRI foi o modelo que pior simulou os padrões observados. Essa dispersão no DT pode explicar algumas diferenças observadas nos padrões espaciais do CMP (Figura 4.10), já que os padrões tendem a ser suavizados por causa dos diferentes padrões simulados pelos modelos. O mesmo é observado para o terceiro modo da EOF (quadrados verdes), com o modelo MRI sendo o que se posiciona mais distante do ponto de referência.

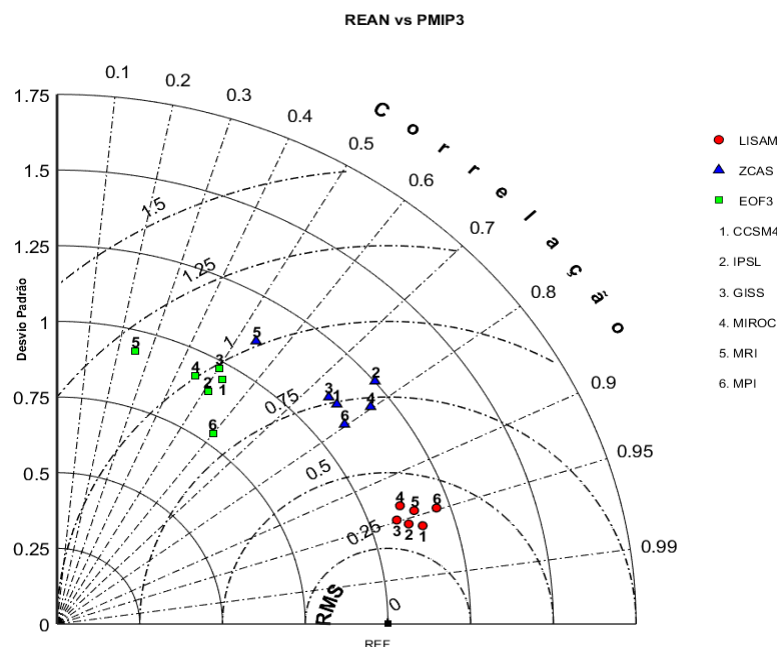


Figura 4.11. Diagrama de Taylor, comparativo dos três primeiros modos da análise de EOFc para cada modelo utilizado (números). Os pontos vermelhos indicam a série temporal do primeiro modo da EOFc, os triângulos azuis representam o segundo modo da EOFc e os quadrados verdes o terceiro modo da EOFc.

5. PERÍODO DO ÚLTIMO MILÊNIO: PADRÕES E VARIABILIDADE DOS MODOS SMAS E ZCAS

5.1. Climatologia

As análises para o período do LM foram feitas com base no CMP, obtendo um padrão geral de todas as simulações para esse período. Conforme mencionado anteriormente, o período do LM é caracterizado por dois eventos distintos (AMC e LIA) que possuem padrões e características diferentes dependendo da região de estudo (VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014).

A fim de mostrar como os modelos simulam as características básicas de cada período, foram feitos os campos de diferença sazonal da precipitação (Figura 5.1) e da temperatura (Figura 5.2). A comparação é feita com base na diferença entre o período AMC (950-1250) e histórico (1982-2005), LIA (1400-1850) e histórico, e a diferença entre os dois eventos do LM (AMC – LIA), todos com base no CMP. As datas dos períodos AMC e LIA podem variar de acordo com os registros paleoclimáticos. Tais datas foram escolhidas de acordo com Apaéstegui et al. (2014), pois englobam uma grande parte dos trabalhos da área. Na próxima seção serão definidos os períodos do AMC e LIA de acordo com o LISAM. Como o foco do presente trabalho é o SMAS, os resultados apresentados são sazonais e relativos a fase de desenvolvimento (SON), maturação (DJF) e decaimento (MAM) da monção.

Na região NE do Brasil, os eventos do LM apresentaram características diferentes dependendo a estação do ano. De acordo com o CMP, durante a fase de desenvolvimento do SMAS, o período da AMC (LIA) foi mais (menos) chuvoso do que o período histórico (Figura 5.1a; Figura 5.1b) e a LIA (Figura 5.1c), enquanto as demais fases da monção o AMC (LIA) foi menos (mais) chuvoso do que ambos os períodos na região. Desta forma, o período AMC (LIA) pode ser caracterizado como um período que houve uma desintensificação (intensificação) nas chuvas durante os meses de verão e outono. Novello et al. (2012) também encontraram que o período AMC foi mais seco do que o histórico. No entanto, de acordo com os *proxies* na região, o período LIA também foi um período seco, ao contrário do que o CMP indica.

Esta diferença entre os *proxies* paleoclimáticos e as simulações dos modelos do PMIP, durante a LIA, pode estar relacionada com o aumento do gradiente de temperatura (Figura 5.2h e 5.2k) na região tropical da AS. Como mostra a Figura 5.2, o período LIA foi um período mais frio do que o histórico na região central da AS. Este fato, juntamente com o aumento dos gradientes de temperatura na região tropical da AS, ocasiona um aumento a intensidade dos ventos. Desta forma, os modelos tendem a simular um fluxo de umidade maior para a região devido ao aumento da intensidade do vento zonal de leste (Anexo II).

Outro importante fator é o posicionamento da ZCIT no verão austral durante os períodos. Como mostrado anteriormente, o CMP tende a simular uma banda dupla da ZCIT durante o período histórico. No entanto, no período LIA o CMP simula uma fraca banda norte da ZCIT, colocando toda a precipitação associada a esse sistema na banda sul, deslocando a ZCIT para o Hemisfério Sul assim como registrado em *proxies* paleoclimáticos (HAUG et al., 2001). Contudo, segundo Rojas et al. (2016), este deslocamento para sul da ZCIT, durante o verão austral no período LIA, foi fraco e insignificante para as simulações dos modelos do PMIP3, o que sugere que o principal fator que influenciou a precipitação no NE do Brasil é a superestimativa de precipitação da ZCIT (YIN et al., 2013; ROJAS et al., 2016).

O núcleo principal de atuação do SMAS é a região CO do Brasil (GAN et al., 2004; VERA et al., 2006a; GARCIA; KAYANO, 2009; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016). Portanto, entender como são as variações dos eventos do LM nesta região é um indicativo direto de como a monção se comporta durante este período. De acordo com o CMP, o período AMC é mais seco (úmido) do que o período histórico durante a fase de maturação (Figura 5.1d) e dissipação (Figura 5.1g; desenvolvimento) da monção. Já o período LIA apresentou um aumento da precipitação nas fases de desenvolvimento (Figura 5.1b) e maturação (Figura 5.1e) da monção, correspondente ao maior período das chuvas de monção na AS. Desta forma, o período LIA é caracterizado como um período mais chuvoso e úmido do que os períodos AMC e histórico concordando com os registros paleoclimáticos do CO (NOVELLO et al., 2016) e os registros espalhados na zona de influência do SMAS (REUTER et al., 2009; BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014).

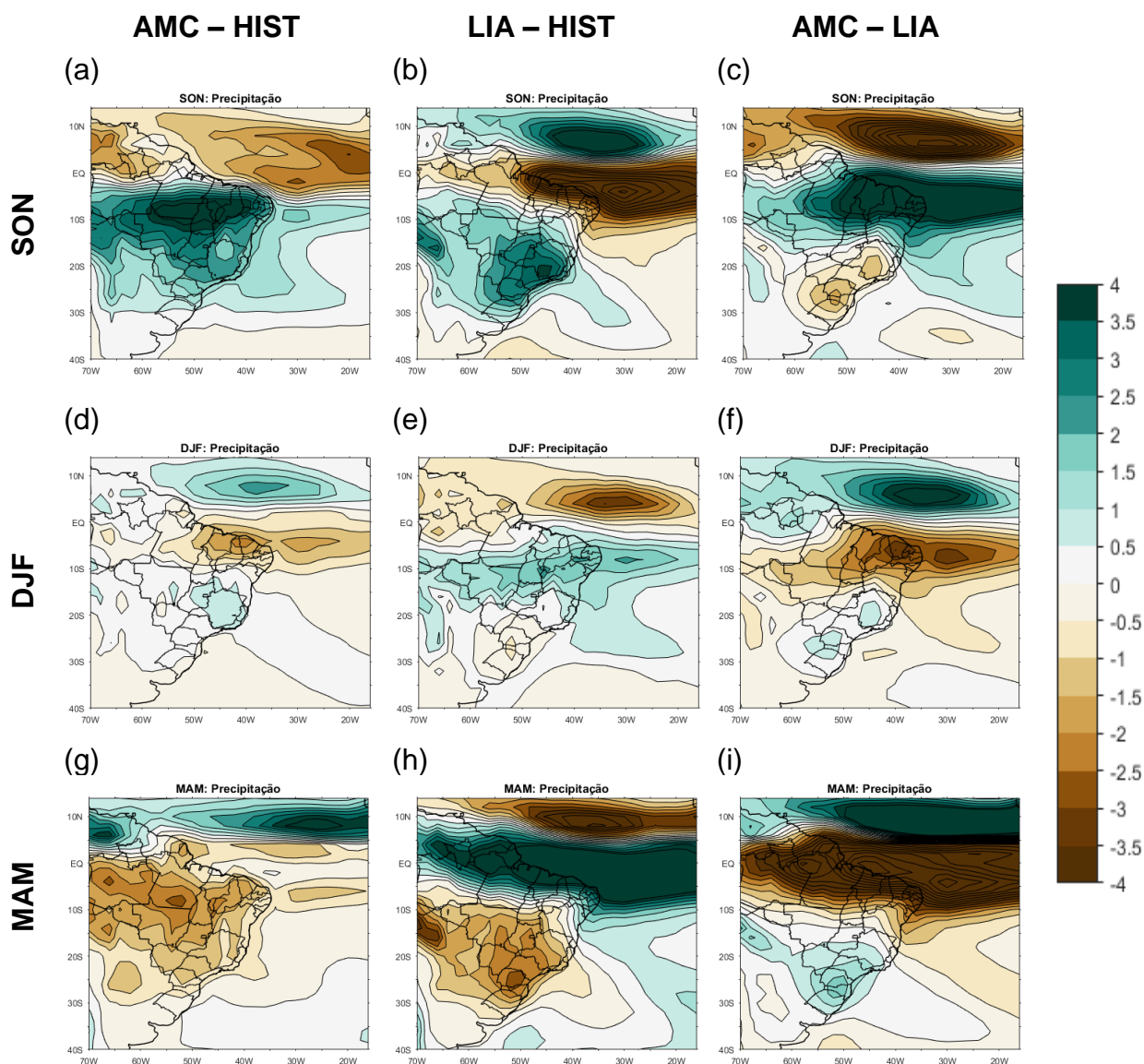


Figura 5.1. Diferença sazonal de precipitação [$\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$] entre os períodos AMC-HIST (primeira coluna), LIA-HIST (segunda coluna) e AMC-LIA (terceira coluna).

Com relação à região SE, as diferenças de precipitação entre os períodos AMC e LIA são diferentes das demais regiões, sendo a LIA mais chuvoso do que os outros apenas nos meses de primavera (Figura 5.1b e 5.1c). Contudo, durante a fase de maturação da monção as diferenças da precipitação do LM e do período histórico (Figura 5.1e) são pequenas ($\sim 0,54 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$). Assim, de acordo com o CMP, a LIA é mais chuvoso durante a fase de desenvolvimento da monção e mais seco do que o AMC nas duas outras fases, enquanto os *proxies* da região SE indicam que o período LIA foi mais chuvoso e o AMC um período próximo à neutralidade (OLIVEIRA et al., 2009; VUILLE et al., 2012).

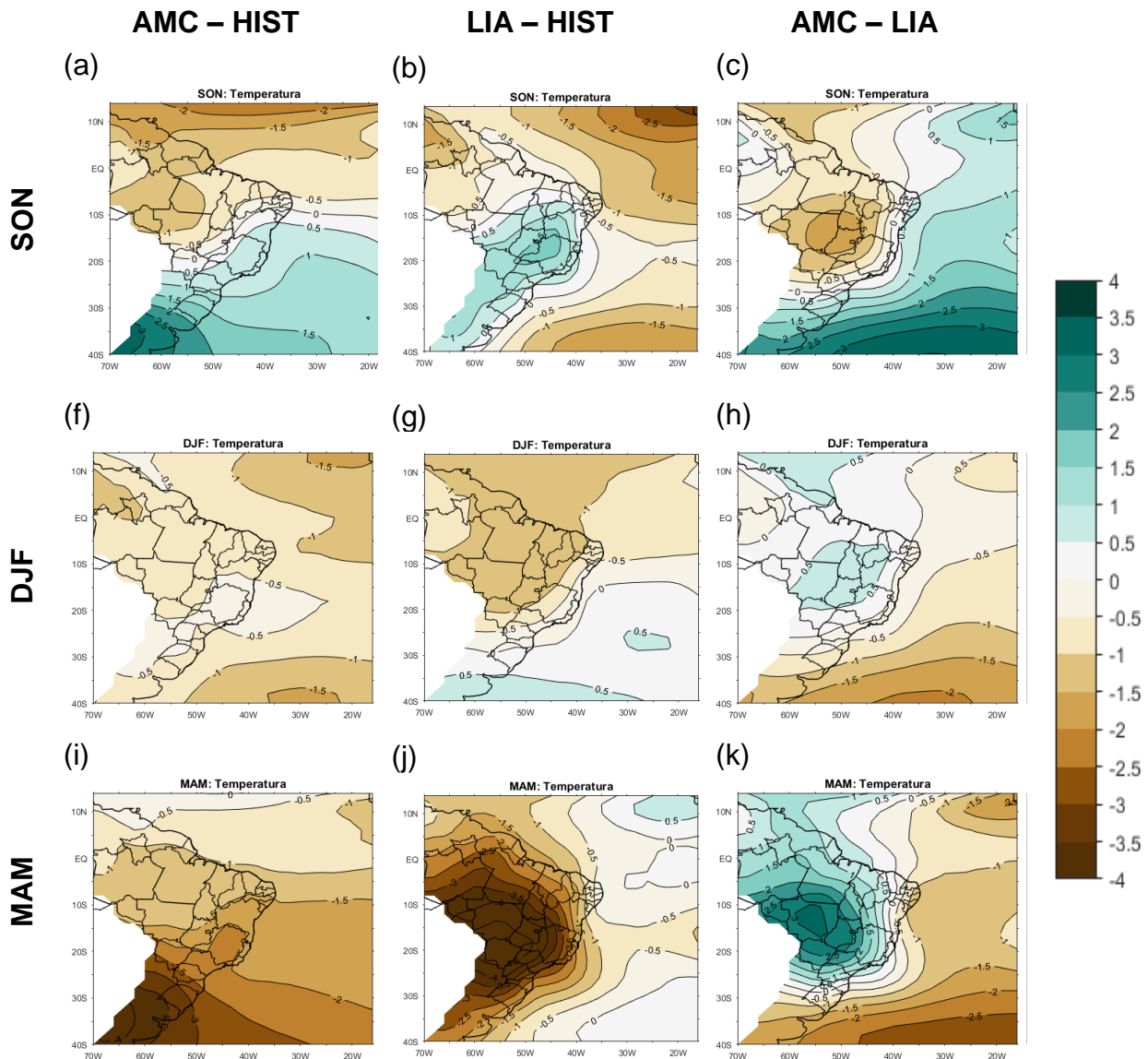


Figura 5.2. Igual à Figura 5.1, mas para a temperatura [°C].

Uma das principais condições que afetam a precipitação é a temperatura da região pois grande parte da precipitação ocorre devido a convecção termicamente induzida. O fato do período LIA ser mais frio do que os períodos AMC (Figura 5.2h e 5.2k) e histórico (Figura 5.2g e 5.2j) pode ter influenciado nos totais de precipitação simulados durante os meses de verão e outono. Outro importante fator a ser destacado é o caráter transicional que o clima da região SE apresenta (GRIMM; FERRAZ, 1998a, 1998b; NETO, 2005), assim como sua topografia acidentada. A junção dessas condições também dificulta as simulações climáticas dos modelos para a região. Além disso, o aumento e o deslocamento para sul da atividade convectiva da ZCIT, durante a LIA, pode acarretar em uma subsidência de compensação sobre

a região SE (GANDU; SILVA DIAS, 1998), desfavorecendo os acumulados de precipitação na região e, conseqüentemente, diminuindo a intensidade da ZCAS continental simulada.

De forma geral, o CMP consegue representar o aumento da precipitação associada ao SMAS durante o período LIA, assim como mostrado em Rojas et al. (2016). No entanto, algumas características diferentes dos registros paleoclimáticos são verificados na região NE e SE do Brasil.

5.2. A monção durante o LM

O LISAM foi aplicado nos dados do período do LM completo (850-1849) a fim de entender como a monção se comportou no período. A Figura 5.3 mostra a variância explicada dos 12 primeiros modos da EOFc e seus respectivos erros amostrais. Assim como ocorre para o período histórico, o primeiro modo da EOFc apresenta uma variância explicada alta (55,9%), quando comparado com o primeiro modo elaborado com os dados da reanálise e GPCP. A variância do modo ZCAS (2º modo) foi de 19,1% de todo o período do LM.

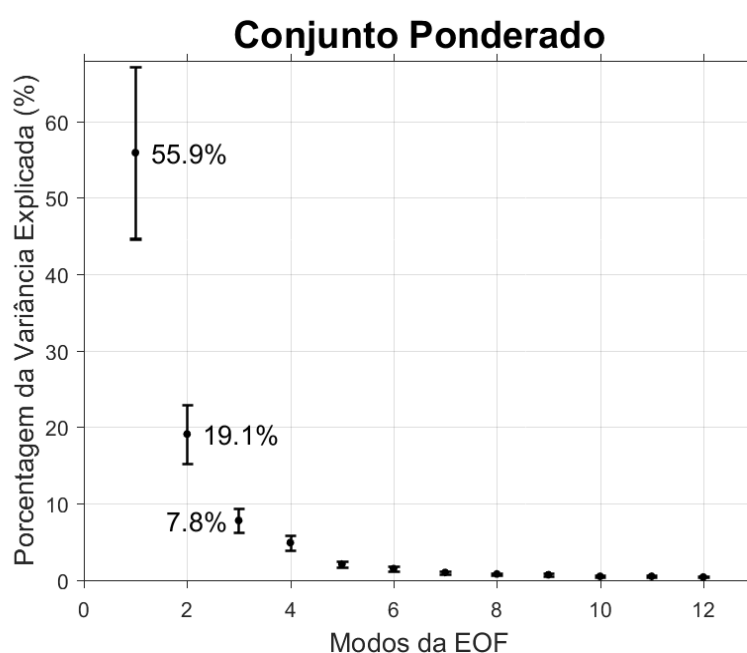


Figura 5.3. Variância explicada pelos 12 primeiros modos da EOFc e o erro amostral calculado pelo método de North et al. (1982) para o período do LM.

Vale destacar que o LISAM também foi aplicado separadamente nos períodos AMC e LIA definidos anteriormente. No entanto, devido à análise de EOF destacar os principais padrões espaciais não foi identificado nenhuma diferença significativa nestes padrões, entre os períodos, dos modos da monção continental (LISAM) e ZCAS. Desta forma, o LISAM foi utilizado com a finalidade de explorar a monção durante o período completo do LM, assim como tentar identificar possíveis influências e mudanças de regime na série temporal dos modos.

A Figura 5.4 mostra o ciclo anual dos dois primeiros modos da EOFc. O primeiro modo (Figura 5.4a) apresenta um ciclo anual de precipitação bem definido e característico do SMAS, com o verão sendo chuvoso e o inverno seco. Já o segundo modo da EOFc (Figura 5.4b) mostra um pico de precipitação durante os meses de primavera-verão, destacando assim a atuação da ZCAS nesses meses. Silva (2009) destaca que o segundo modo apresenta um padrão de ZCAS oceânica e também pode ser influenciado pelas frentes frias. De fato, diversos estudos fizeram uma climatologia de frentes frias na AS e encontraram que as estações com maiores frequências desses sistemas são a primavera e o inverno (JUSTI DA SILVA; SILVA DIAS, 2002; ANDRADE, 2007; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009; PENNA, 2013; SILVA et al., 2014; CARDOZO et al., 2015). No entanto, em um estudo mais recente, Cardozo et al. (2015) encontraram uma maior ocorrência de frentes durante a estação de inverno, seguido pela primavera, para as cidades de São Paulo e Maria da Fé, assim como encontrado por Penna (2013) e Silva (2014) para a região Sul de Minas Gerais. Assim, devido a influência dos sistemas frontais na formação da ZCAS oceânica (CARVALHO et al., 2002, 2004) é esperado um pico do índice do segundo modo da EOFc nos meses de maior ocorrência de frentes.

A Figura 5.5 mostra o conjunto dos padrões espaciais das variáveis para o primeiro modo da EOFc. Nota-se novamente o padrão clássico do SMAS representado em todas as variáveis utilizadas. Tal padrão é muito semelhante àquele encontrado para o período histórico (Figura 4.8) com apenas algumas diferenças na intensidade da correlação. O padrão relacionado à precipitação (Figura 5.5a) durante o LM, apresenta um regime mais chuvoso (correlações mais positivas) no interior do continente e se estende em forma de uma banda, semelhante a ZCAS, até a região oceânica adjacente ao sudeste brasileiro. Já próximo ao Oceano Atlântico Tropical,

os valores positivos de correlação estão relacionados com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

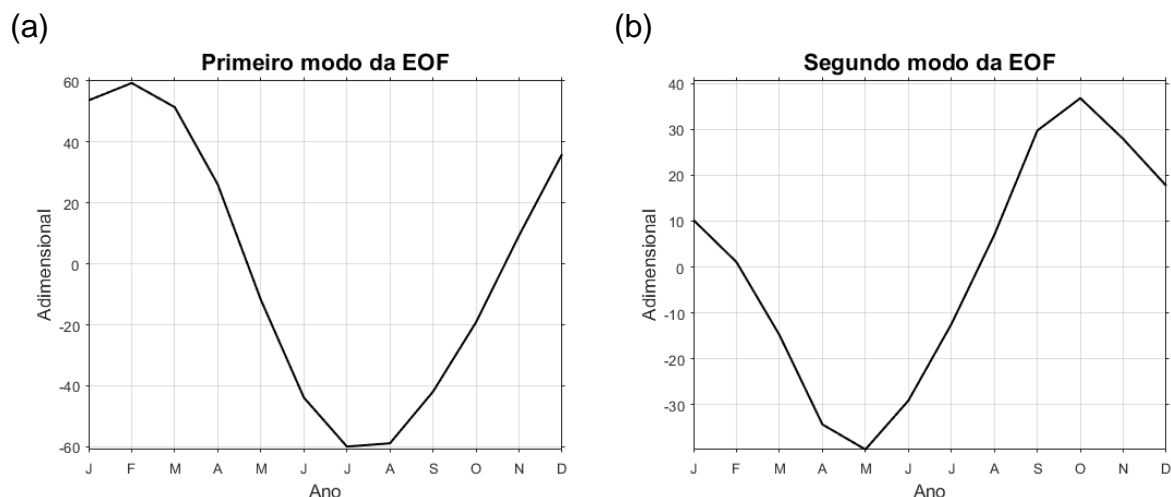


Figura 5.4. Ciclo anual da série temporal do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOFc.

Com relação à umidade (Figura 5.5b), altos valores de correlação positiva indicam presença de umidade nesta região, principalmente sobre o Brasil Central e o Oceano Atlântico. A precipitação máxima sobre o Brasil Central é mantida pelo transporte de umidade, associado aos ventos alísios, e com a reciclagem de umidade proveniente da região Amazônica. Esses fatores contribuem para a formação e desenvolvimento da ZCAS e um consequente início do SMAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; ZHOU; LAU, 1998; GAN; MOSCATI, 2003). Já com relação aos padrões das componentes zonal (Figura 5.5c) e meridional (Figura 5.5d), nota-se um padrão tipo dipolo em ambas variáveis. De acordo com Silva e Carvalho (2007), isto representa uma intensificação (ou enfraquecimento) sazonal da precipitação e umidade sobre a América do Sul, devido aos ventos de oeste (leste) sobre o Norte e Centro do Brasil e ventos de leste (oeste) sobre o Sul do Brasil. Da mesma forma, anomalias de ventos de norte (sul) sobre a região Norte e Nordeste do Brasil, são observados junto com o início (fim) do SMAS. Novamente, o padrão encontrado para a precipitação, relaciona o início (fim) do SMAS com anomalias positivas (negativas) de temperatura (Figura 5.5e) nos subtropicais e áreas costeiras do leste da América do Sul, e negativas (positivas) sobre a região da Amazônia.

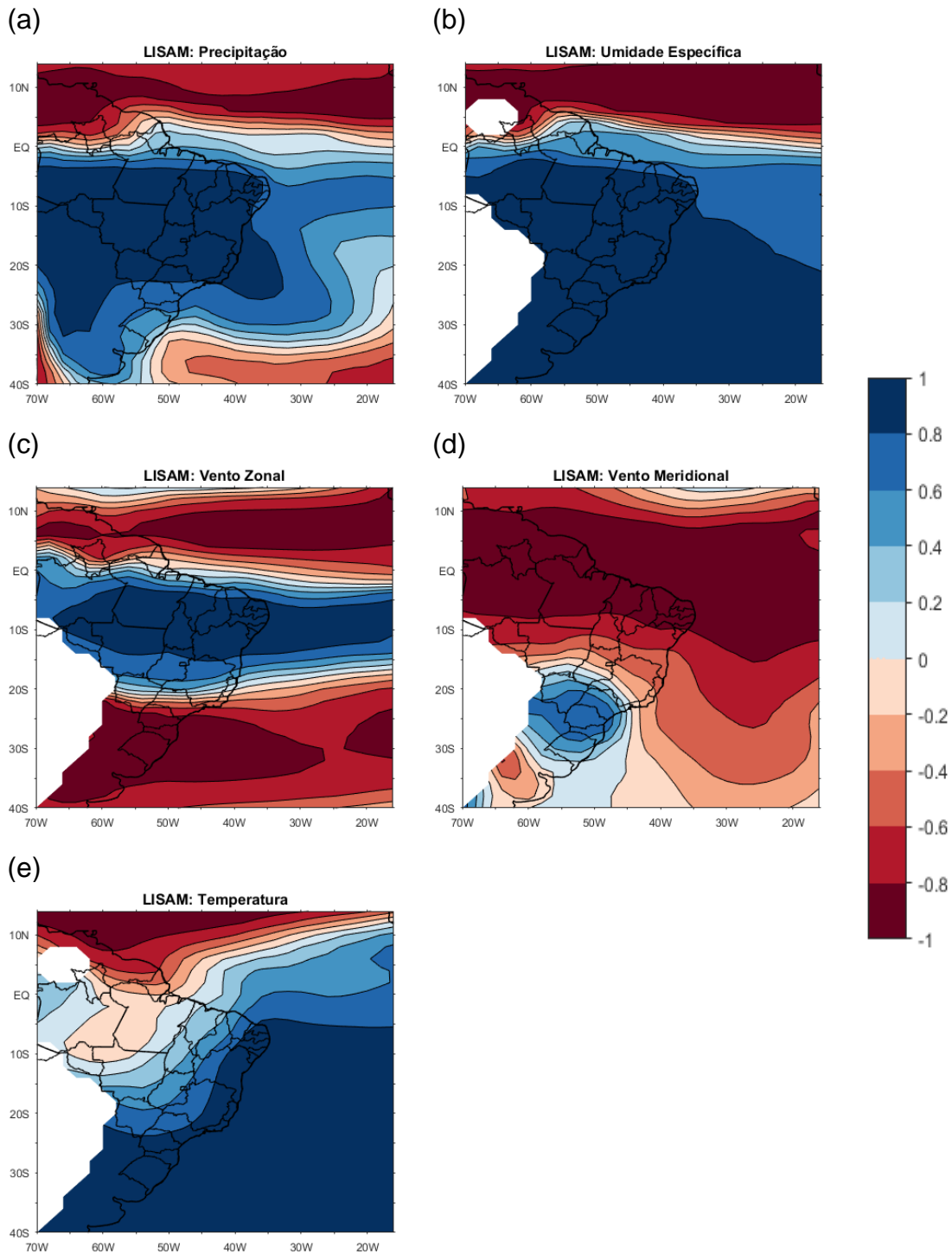


Figura 5.5. Primeiro modo da EOFc, relativo ao SMAS, do CMP para o período do LM, sendo: (a) precipitação; (b) umidade específica; (c) vento zonal; (d) vento meridional; (e) temperatura. A escala de cores representa a correlação entre a série temporal dos coeficientes de expansão do modo da EOF com o campo espacial de cada variável.

Assim como ocorre no primeiro modo da EOFc, o modo ZCAS do LM (Figura 5.6) também apresentou padrões semelhantes aos do período histórico (Figura 4.10). Nota-se um padrão em forma de banda na precipitação (Figura 5.6a) que se estende

desde à região CO até o oceano Atlântico próximo à região Sudeste, com anomalias negativas de precipitação ao norte desta banda devido ao efeito da subsidência de compensação. Para a umidade (Figura 5.6b), tem-se valores positivos de correlação em toda a região da banda de nebulosidade, favorecendo a formação da precipitação nesta região.

O vento zonal (Figura 5.6c) apresenta um padrão do tipo tripolo, diferente do observado no primeiro modo, de tal forma que há uma intensificação (ou enfraquecimento) da precipitação da banda de nebulosidade devido aos ventos de oeste (leste) sobre a região CO e SE; e ventos de leste sobre o oceano Atlântico tropical e região S do Brasil. Já para o vento meridional (Figura 5.6d), o padrão se mantém próximo ao representado pelo primeiro modo, mas com menor intensidade. Outra característica importante na formação/manutenção da ZCAS é a presença de anomalias positivas de temperatura (Figura 5.6e) sobre grande parte do Brasil, e anomalias negativas sobre o oceano Atlântico tropical e subtropical.

Apesar dos padrões dos modos do LISAM do CMP entre o período histórico e o LM não serem muito diferentes, há variações importantes no índice que devem ser analisadas. Tomando como base o índice do LISAM (Figura 5.7), que representa a série temporal do primeiro modo da EOFc, nota-se grandes diferenças entre os períodos AMC e LIA. A fim de identificar tais diferenças, foi aplicado o teste de detecção de mudança de regime proposto por Rodionov (2004), discutido no Anexo I. Na média do trimestre DJF da série temporal dos dois primeiros modos da EOFc, o comprimento de corte escolhido foi de 10 anos. Muitos estudos encontraram uma mudança no regime de precipitação em meados de 1250 e outra próximo a 1400, as quais estão relacionadas ao fim do período AMC e início do LIA, respectivamente (THOMPSON et al., 1986; ROBOCK, 2000; WANNER et al., 2011; MILLER et al., 2012; VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014).

A Figura 5.7 mostra a média do trimestre de verão da série temporal dos dois primeiros modos e a média dos regimes calculada pelo método de Rodionov (2004). Vale destacar que o teste também foi aplicado nas datas de início e fim da estação chuvosa, porém, devido à resolução temporal dos dados (mensal), as datas encontradas foram quase constantes em todo o período do LM, encontrando apenas

um ponto de quebra em 1258, o que motivou em fazer uso da magnitude do LISAM, durante o período do verão, para tentar identificar as possíveis mudanças de regimes.

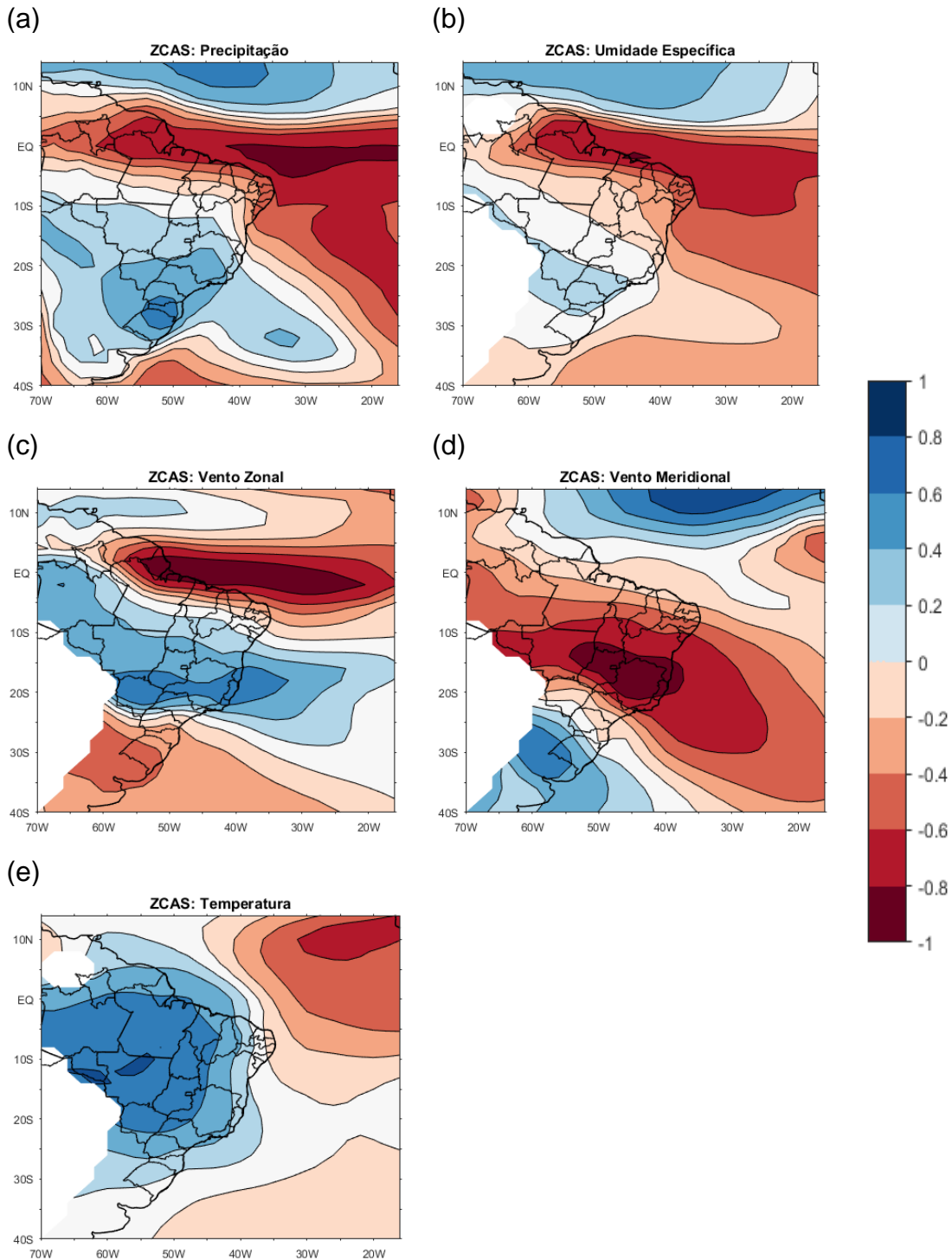


Figura 5.6. Igual à Figura 5.4, mas para o segundo modo da EOFc.

A média trimestral do primeiro modo da EOFc (Figura 5.7a) apresentou 17 pontos de mudança de regime, indicados pelas setas na figura. O primeiro ponto (895-

905) está relacionado com o início do período AMC, a maioria dos pontos de quebra subsequentes estão relacionados com grandes e sucessivas erupções vulcânicas (Figura 5.8). O fim do período AMC inicia-se em 1126 e tem o seu fim efetivo em 1258, devido à série de erupções vulcânicas nesse período. Miller et al. (2012) propõe que a transição entre os períodos AMC e LIA ocorre devido às grandes erupções que ocorrem entre 1200 e 1300 anos. Da mesma forma, o período LIA inicia-se devido às erupções entre 1400 e 1500 anos. Khodri et al. (2015) também destacam o papel preponderante das erupções vulcânicas na variabilidade climática do LM. A grande injeção de aerossóis vulcânicos na atmosfera possui um efeito radiativo negativo (ROBOCK, 2000), o aumento dos aerossóis estratosféricos reduz a radiação solar incidente e, conseqüentemente, ocasiona uma redução na temperatura da superfície. Portanto, o efeito no índice da monção também é notado através de uma desintensificação do SMAS nos períodos com as maiores erupções vulcânicas. A junção desses fatores com o período de irradiância solar maior entre 1100 e 1250 e os principais mínimos de irradiância solar a partir de 1250 até 1850 (Wolf, Spörer, Maunder e Dalton) são as principais explicações para as variações do clima durante o LM (KHODRI et al., 2015)

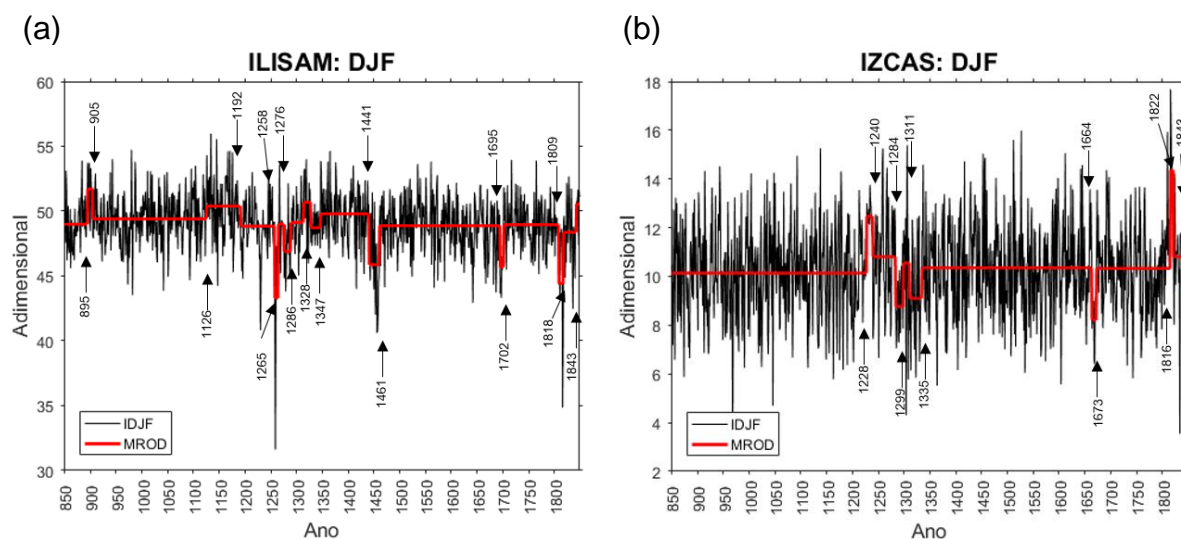


Figura 5.7. Detecção de mudança de regime para o trimestre de verão da série temporal do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOFc (linha preta). As setas para cima (baixo) indicam o ano que houve uma mudança positiva (negativa) da média do índice (linha vermelha) segundo o teste de Rodionov (2004).

Desta forma, o índice do LISAM mostrou ser sensível ao *feedback* radiativo ocasionado por grandes e/ou sucessivas erupções vulcânicas e conseguiu identificar os anos que tais erupções ocorreram. Assim, o índice do LISAM é um bom indicador

de mudanças de regime e pode ser utilizado para definir diferentes regimes de precipitação que afetam o SMAS, assim como mostrado por Carvalho et al. (2011a) para o período histórico. Portanto, o período AMC definido utilizando o índice do LISAM compreende os anos entre 905 e 1126 (221 anos), seguido por um período de transição entre 1126 e 1441 no qual há uma grande variação de regimes. Já o período LIA inicia-se no ano de 1461 e se estende até 1809 (349 anos), com uma variação no regime entre 1695 e 1702 (também ligada às erupções que ocorreram nesses anos). Uma outra sucessão de mudanças de regime ocorre a partir de 1809, indicando o fim de período LIA e um possível início do período quente atual indicado pelos *proxies* paleoclimáticos (VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014; NOVELLO et al., 2016).

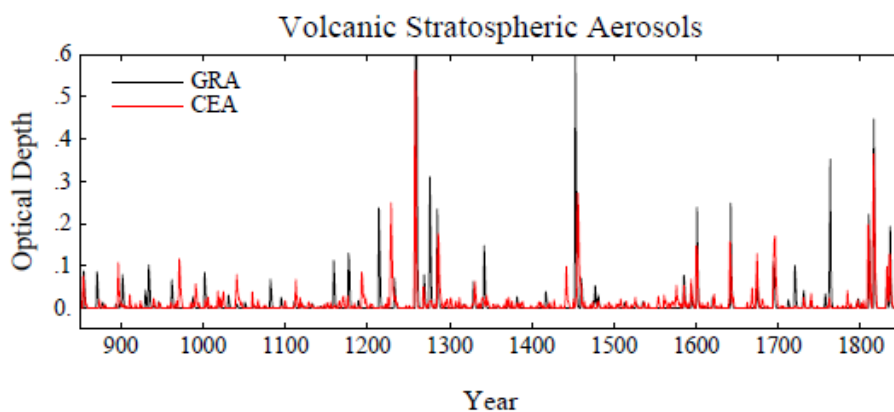


Figura 5.8. Profundidade óptica da camada para o período do LM, associada aos aerossóis estratosféricos de origem vulcânica. Figura extraída de Schmidt et al. (2011).

A série temporal do segundo modo da EOFc (Figura 5.7b) apresentou 11 pontos de quebra. No entanto, a série temporal do modo ZCAS aparenta ser sensível apenas às grandes erupções vulcânicas do período, apresentando cinco regimes diferentes entre 1228 e 1335 ocasionados pelas erupções deste período. De acordo com este modo, o período AMC (LIA) ocorre entre 850 e 1228 (1335 e 1816). Apesar de definir um período maior para os dois eventos do LM, a série temporal do segundo modo também consegue identificar as principais variações de cada um dos eventos, inclusive a última mudança de regime que ocorre após 1816.

5.3. Variabilidade do SMAS

A variabilidade temporal do SMAS foi investigada através da análise de ondeletas das séries temporais dos dois primeiros modos da EOFc e as suas relações com alguns índices climáticos. A análise de ondeleta fornece uma noção da escala de variabilidade temporal do índice do LISAM. Além de mostrar os principais picos espectrais, também é possível avaliar como esses picos variam de acordo com o tempo (TORRENCE; COMPO, 1998). Para evidenciar as frequências de variação não conhecidas foi removido o ciclo anual das séries temporais através da soma dos quatro primeiros harmônicos aplicados na climatologia do índice, i.e., tendo a climatologia mensal do índice foi feita uma análise harmônica e a soma dos quatro primeiros harmônicos foi removida da série original de dados. Desta forma, a variabilidade do ciclo anual é removida.

A Figura 5.9 mostra a análise de ondeleta para o período completo do LM das duas séries temporais utilizadas. A análise de ondeletas da série temporal do primeiro modo da EOFc (Figura 5.9a) mostra periodicidades significativas nos valores de 209, 98, 62, 32, 15 e 4 anos. A variabilidade do índice em 4 anos representa a influência do fenômeno ENOS (GRIMM, 2003, 2004; GARREAUD et al., 2009) no SMAS. Já as variações de 15 e 32 anos podem ser explicadas pela variabilidade interdecadal, na qual a Oscilação Decadal do Pacífico atua e exerce influência sobre a monção sul-americana (ROBERTSON; MECHOSO, 2000; ZHOU; LAU, 2001; VERA et al., 2006a; GARCIA; KAYANO, 2008 e 2009; GARREAUD et al., 2009; MARENCO et al., 2012). A periodicidade em torno de 62 anos também é associada com a AMO (CHIANG; VIMONT, 2004; CHIESSI, 2009; GUNTEN et al., 2012). A periodicidade de 4 anos foi recorrente durante o período do LM. Já as variações de 15, 32 e 62 anos foram mais pronunciadas nos períodos de ~1150-1250, ~1400-1500 e ~1700-1849. Tais períodos também coincidem com as maiores erupções vulcânicas registradas no LM.

Além disso, duas periodicidades de longo termo (209, 95) e com pico espectral muito significativo são identificados no índice. Tais variações ocorrem devido às variações solares ao longo do período do LM, sendo elas: (a) variação dos ciclos solares de Vries-Suess (SUESS, 1980; LÜDECKE et al., 2015), que apresenta periodicidade em torno de 200 anos; (b) ciclos solares de Gleissberg (GLEISSBERG,

1958; LIRITZIS, 1990), com periodicidades em torno de 90 anos. Tais variações também são encontradas nos registros paleoclimáticos de $\delta^{18}\text{O}$ da região CO do Brasil (NOVELLO et al., 2016). Além disso, Herrera et al. (2015) fizeram a reconstrução da Irradiância solar total para o período do LM e destacaram os mesmos períodos de variação, encontrados no índice do LISAM, na Irradiância total. A periodicidade de 209 anos foi persistente durante todo o período do LM, enquanto a variação em torno de 95 anos atuou entre os anos de ~1200-1300 e ~1600-1800, com o segundo período fora do cone de influência da análise de ondeleta.

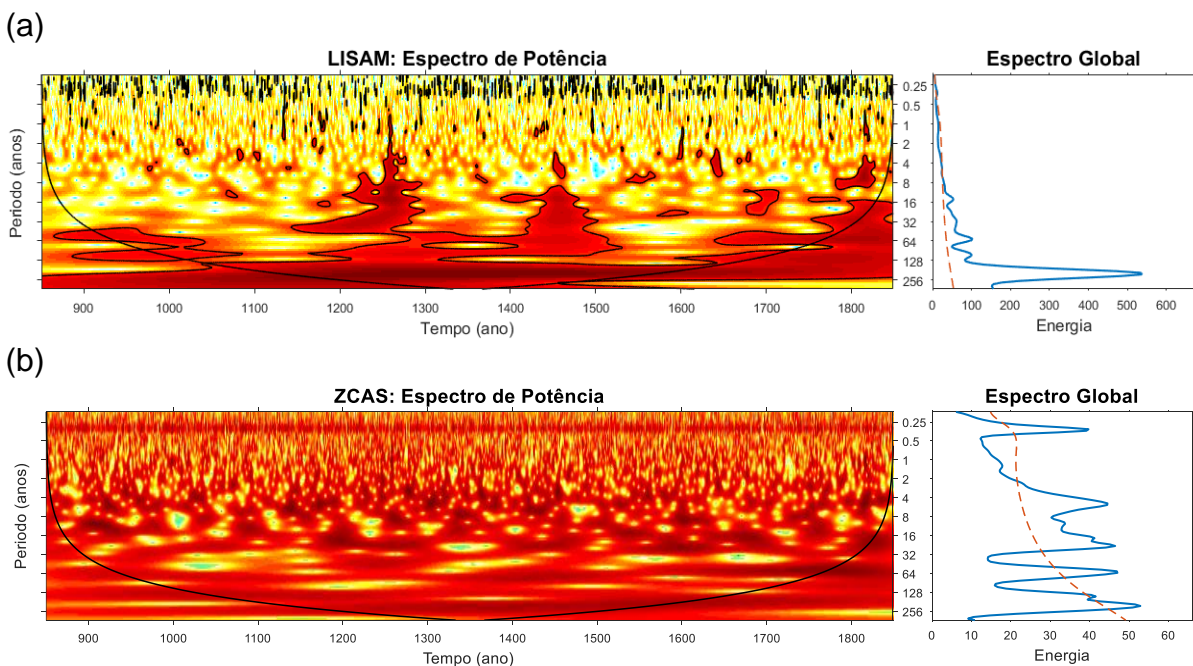


Figura 5.9. Espectrograma da análise de ondeleta da série temporal do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOFc.

A análise de ondeletas da série temporal do segundo modo da EOFc (Figura 5.9b) apresenta periodicidades significativas em torno de 209, 139, 58, 28, 17, 10 e 4 anos, além de um pico do espectro global de aproximadamente 3 meses. Alguns períodos de variação são diferentes dos registrados no primeiro modo, dentre eles o período de 10 anos que pode ser associado com as variações das manchas solares (SCHWABE, 1844). Esta periodicidade também aparece nos registros isotópicos do CO do Brasil (NOVELLO et al., 2016). Além disso, o período de 3 meses também aparece na variação do modo ZCAS, isto sugere que, apesar de ter removido o ciclo anual pelos harmônicos da climatologia, ainda há um forte sinal da variação intrasazonal. Ao contrário do que ocorre para o primeiro modo, o sinal das

periodicidades encontradas na análise de ondeleta é recorrente em todo o período do LM, não possuindo uma época principal de atuação. Por esta razão o ciclo de 3 meses não é removido pela filtragem do ciclo médio anual.

Tendo como base os períodos de variação das séries temporais dos modos da EOFc encontrados com a análise de ondeleta, buscou-se investigar possíveis influências remotas de outros fenômenos de variabilidade de baixa frequência. Para isso, foram calculados os índices relativos ao Modo Anular Sul (MAS; MO, 2000), padrão Pacífico-América do Sul (PSA; MO, 2000), Pacífico-América do Norte (PNA, WALLACE; GUTZLER, 1981), Oscilação Quase-bianual (QBO; BALDWIN, 2001), Oscilação do Atlântico Norte (NAO; HURREL et al., 2003), AMO (ENFIELD et al., 2001), índice do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (SASD; MORIOKA et al., 2011; WAINER et al., 2014), Índices do Atlântico Tropical Sul (TSA) e Norte (TNA; ENFIELD et al., 1999) e o índice do Niño 3.4 (N34; TRENBERTH, 1997). As séries temporais dos índices climáticos e dos modos do LISAM foram separadas em médias sazonais para fazer a correlação entre o primeiro e segundo modo do LISAM e os índices.

Prado e Wainer (2013) estudaram a relação de alguns índices climáticos planetários com a variabilidade decadal da chuva no Nordeste e Sul do Brasil. As autoras encontraram que uma melhor correlação dos índices globais com a precipitação é obtida quando os dados de precipitação e os índices são filtrados através da média móvel de 120 meses (10 anos). Desta forma, a mesma metodologia foi utilizada para correlacionar os índices com os modos do LISAM, foi aplicado um filtro de média móvel de 10 anos nos dados sazonais. Além disso, as correlações foram feitas separadamente para os períodos AMC (905-1126) e LIA (1461-1809), com base nas datas definidas pela mudança de regime do primeiro modo da EOFc, a fim de verificar quais as principais diferenças da variabilidade decadal entre os períodos.

A Figura 5.10 mostra as correlações do primeiro modo do LISAM com os índices da variabilidade de baixa frequência. Os números em vermelho indicam valores não significativos ao nível de confiança de 95%, obtido através do teste de significância estatística das correlações. Durante o período AMC (Figura 5.10a) o índice da monção é influenciado, principalmente, pelos índices da AMO, TNA, TSA,

N34. Isto mostra uma forte modulação do SMAS através dos padrões tropicais dos oceanos Pacífico (ENOS) e Atlântico (variações da TSM). O indicador da variabilidade do fenômeno ENOS (N34) foi melhor correlacionado com o índice do LISAM nos meses de inverno, mostrando correlação de 70% com o índice da TSM (N34).

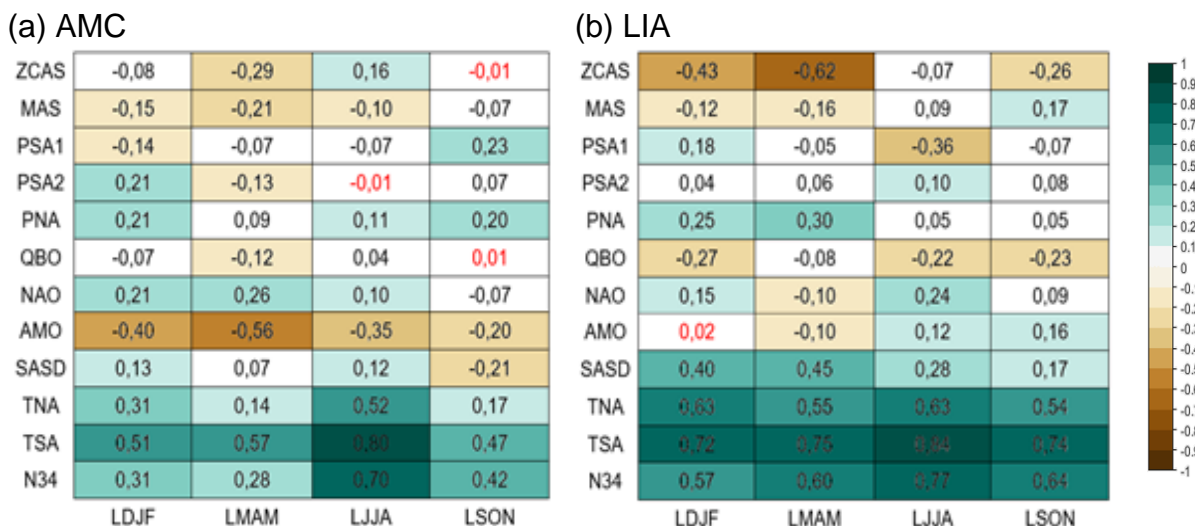


Figura 5.10. Correlação entre os índices de variabilidade de baixa frequência e a série temporal sazonal do primeiro modo da EOFc, para os períodos AMC (a) e LIA (b). Os números em vermelho indicam valores não significativos ao nível de confiança de 95%.

Outro importante índice que modula a intensidade do SMAS durante o período AMC é o TSA, com correlações acima de 47% em todas as estações do ano. Isso mostra que uma ocorrência de TSM mais alta no Atlântico Tropical Sul causa uma intensificação no SMAS na escala decadal. O mesmo é verificado para o Atlântico Tropical Norte (TNA), mas com intensidade menor do que o TSA. No entanto, o índice do dipolo do Atlântico (SASD) não apresenta grandes correlações com o primeiro modo do LISAM no período AMC, o que sugere uma maior importância das anomalias de TSM tropical do Atlântico nesse período. Outro importante fator é o índice da AMO, o qual fornece indícios das flutuações de baixa frequência da circulação Termohalina (KNIGHT et al., 2005), durante o período do AMC há uma forte correlação negativa com a AMO, isto indica que uma monção mais intensa (fraca) ocorre durante a fase negativa (positiva) da AMO, i.e., corresponde a um Atlântico Sul mais quente (frio; CHIESSI et al., 2009). Desta forma, a série temporal do primeiro modo está em anti-fase com o índice AMO, aumentando a intensidade da monção.

No entanto, para o período LIA (Figura 5.10b) a relação entre a série temporal do primeiro modo e o índice AMO torna-se menor e muda de sinal nos meses de

inverno e primavera. Assim, uma intensificação da monção no período LIA ocorre mesmo durante a fase positiva da AMO. Isso sugere que a AMO não é uma das principais variabilidades que modulam a monção durante o período LIA. De fato, as correlações da série temporal do período LIA também apresenta correlações significativas e altas com o índice N34 (acima de 57% para todas as estações) e com os índices de TSM do oceano Atlântico (TSA, TNA e SASD).

Ao contrário do que é verificado no período AMC, para o LIA as correlações com índice do dipolo do Atlântico Sul são altas e positivas, principalmente durante a fase de maturação e dissipação da monção. Isto sugere que a intensificação da monção, na frequência decadal, durante este período é modulada pelo fenômeno El Niño e uma TSM do oceano Atlântico Tropical Norte maior do que a TSM do Atlântico Sul. Além disso, durante o período LIA aparecem correlações altas e negativas entre o modo da monção e o modo ZCAS do LISAM, indicando que a monção é mais intensa quando a atividade relacionada a ZCAS oceânica é menor, principalmente durante a fase de maturação e dissipação do sistema.

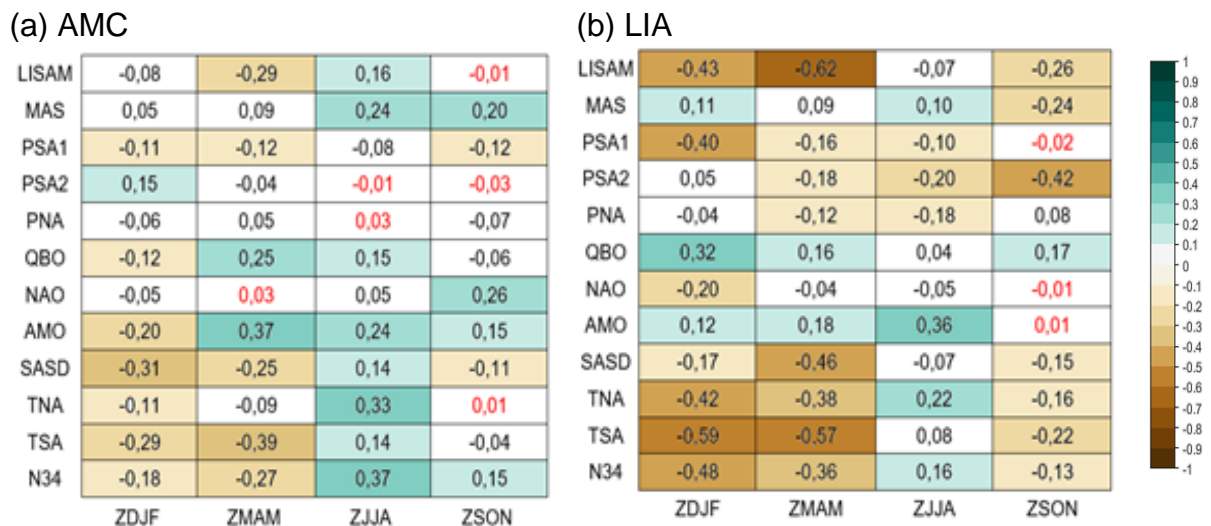


Figura 5.11. Igual à Figura 5.10, mas para o segundo modo da EOFc.

As correlações entre os índices de variabilidade de baixa frequência e a série temporal do segundo modo da EOFc estão indicadas na Figura 5.11. Em geral, o modo ZCAS apresenta valores de correlação menores do que os registrados para o modo do SMAS. Tomando como base o trimestre do verão austral, os índices com as maiores correlações com o modo ZCAS durante o AMC são o N34, TSA, SASD e AMO, todas correlações negativas. A correlação entre o índice ZCAS e o dipolo do

Atlântico Sul foi de -0,31, o que indica que uma intensificação do índice está associada com TSM mais altas no oceano Atlântico Tropical Sul, assim como uma fase negativa da AMO. Segundo Chiessi (2009), a fase negativa da AMO indica um aumento da atividade relacionada à ZCAS, corroborando com os resultados encontrados. Com relação ao evento ENOS, anos de La Niña intensificam (enfraquece) a ZCAS oceânica durante as estações de verão e outono (inverno e primavera). Essa intensificação da ZCAS ocorre devido à formação de um trem de ondas na região do Pacífico Oeste, devido a forçante térmica mais intensa nessa região, que se desloca até a região da ZCAS, favorecendo a precipitação (GRIMM; SILVA DIAS, 1995).

Com relação ao período LIA (Figura 5.11b) as relações com os índices que influenciam a série temporal durante o AMC continuam, com um aumento (diminuição) de intensidade da correlação com os índices N34, TSA e TNA (SASD e AMO). No entanto, novos índices passam a influenciar a intensidade da ZCAS durante o LIA, principalmente a QBO (0,32) e o PSA1 (-0,40) durante o verão austral. O PSA é um padrão de número de onda 3 que consiste em um trem de ondas bem definido do Pacífico tropical para a Argentina (MO, 2000). O PSA1 está associado com o aumento da convecção na região do Pacífico Central, sendo a principal resposta atmosférica do ENSO no HS (KAROLY, 1989; MO, 2000). Desta forma, a fase positiva do PSA1 ocorre durante a fase quente do ENOS (El Niño). Assim, as correlações negativas com o índice PSA1 e N34 indicam que uma intensificação da ZCAS ocorre durante a fase fria do ENOS e a fase negativa do PSA1. Além disso, a intensificação do índice durante o verão austral também está associada com anomalias positivas do vento zonal em 30 hPa no equador (fase positiva da QBO).

6. EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SE DURANTE O ÚLTIMO MILÊNIO

6.1. Análise de Agrupamento

Devido à grande extensão territorial da Região Sudeste do Brasil, há uma diversidade de padrões de precipitação dependendo do local de estudo (PAMPUCH, 2014). Desta forma, uma Análise de Agrupamento – AC (WILKS, 2006) foi aplicada nos dados do CMP no período do LM para identificar as regiões homogêneas de precipitação para estudar a evolução dos extremos de precipitação durante o LM em cada sub-região homogênea.

O método utilizado para a AC foi o método não-hierárquico *k-means*, utilizando a métrica de distância *city block*. A descrição do método encontra-se no Apêndice D. A Figura 6.1 mostra as seis sub-regiões do SE brasileiro obtidas através da AC, sendo que a sub-região R1 compreende as regiões sul e leste do estado de SP; a sub-região R2 região que engloba a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira; a sub-região R3 compreende o estado do Rio de Janeiro e oceano adjacente; a sub-região R4 Junção das regiões da Zona da Mata, Espírito Santo e norte do Rio de Janeiro; sub-região R5 compreende as regiões noroeste e norte de Minas Gerais; e por fim a sub-região R6 relativa à região norte e noroeste de São Paulo e parte do triângulo mineiro. Tais regiões homogêneas obtidas para o LM são semelhantes às aquelas obtidas, com um método hierárquico, por Pampuch (2014) para o período histórico. A principal diferença é que no período histórico a região R3 está dentro da R2, deixando a região sudeste com apenas cinco regiões homogêneas de precipitação.

A Figura 6.1 mostra o ciclo anual de precipitação em cada sub-região do SE brasileiro. Em geral, todas as regiões possuem um ciclo anual com verão chuvoso e inverno seco, assim como ocorre nas regiões sob influência do SMAS. Nos meses de verão, a monção e a ZCAS são os principais sistemas precipitantes em todas as sub-regiões (SANSIGOLO, 1989; LIEBMANN et al., 2001; GAN et al., 2004; ALVES et al., 2005; REBOITA et al., 2010). Já para os meses de inverno, o principal sistema

precipitante nas sub-regiões são as frentes frias (SATYAMURTY et al., 1998; JUSTI DA SILVA; SILVA DIAS, 2002; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009; SILVA et al., 2014; CARDOZO et al., 2015)

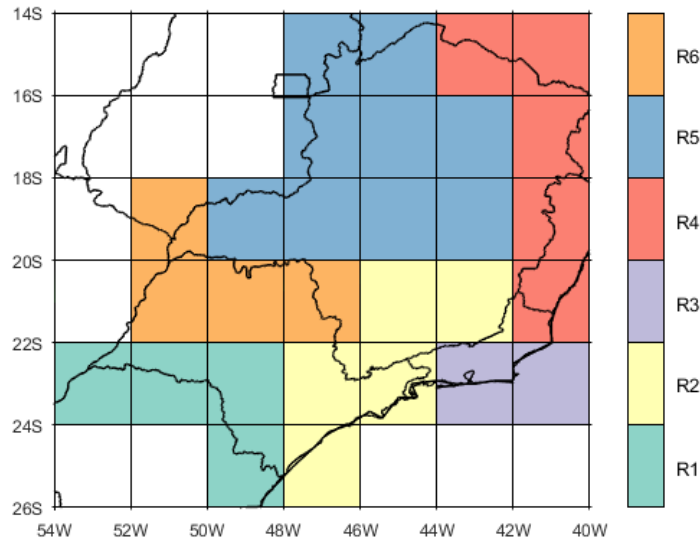


Figura 6.1. Sub-regiões do sudeste do Brasil. **R1** região sul e leste do estado de SP; **R2** região que engloba a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira; **R3** Rio de Janeiro e Oceânico adjacente; **R4** Junção das regiões da Zona da Mata, Espírito Santo e norte do Rio de Janeiro; **R5** região noroeste e norte de Minas Gerais; **R6** região norte e noroeste de São Paulo e parte do triângulo mineiro.

As principais diferenças das regiões homogêneas ocorrem nos acumulados de precipitação durante o LM de cada estação do ano. Para os meses de dezembro e janeiro, as regiões com os maiores totais de precipitação são as R5 e R6, com mais de 7 mm.dia^{-1} . No entanto, essas mesmas regiões são as que apresentam os menores acumulados de precipitação para os meses de inverno. De fato, a incursão de frentes frias mais para o interior do continente ocorre com menos frequência e depende da intensidade do ciclone associado com essa frente (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009; SILVA et al., 2014; CARDOZO et al., 2015), como as regiões R5 e R6 são as regiões mais interioranas do SE, esse fator impacta diretamente nos totais de precipitação nos meses de inverno. Em contraste, as regiões R1 e R3 são as que apresentam o maior acumulado dos meses de inverno, quando comparadas com as demais regiões, estando relacionado principalmente com a maior frequência de incursão de frentes frias já que elas se localizam no sul do estado de SP e costa do RJ, respectivamente. Segundo Reboita et al. (2009), a costa leste da região sul e SE do Brasil é uma região

ciclogênica, ou seja, é uma região propícia para a formação de ciclones extratropicais e subtropicais e, conseqüentemente, frentes frias.

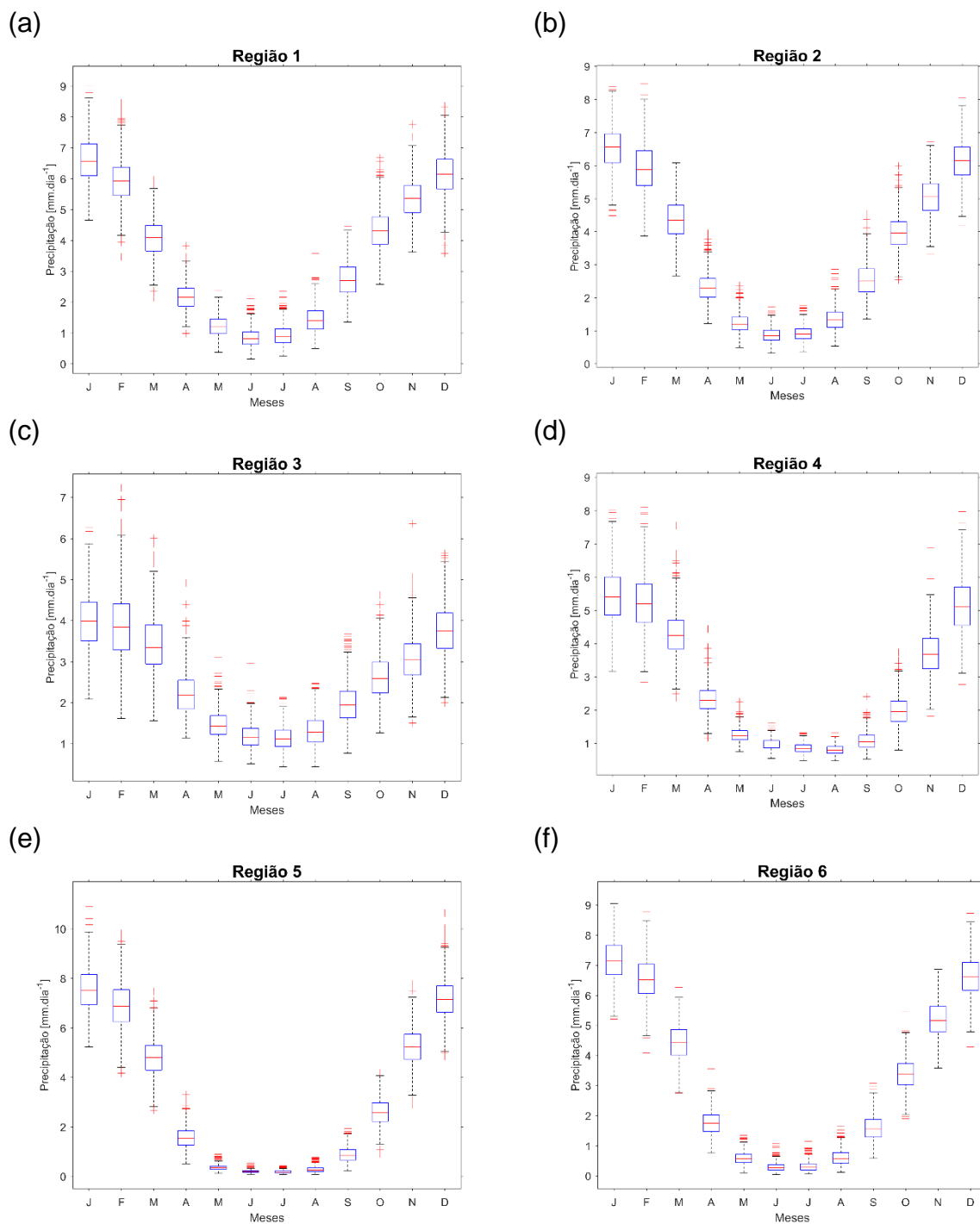


Figura 6.2. *Boxplot* mensal da precipitação [$\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$] nas sub-regiões do SE brasileiro.

6.2. Extremos chuvosos de precipitação no SE brasileiro

A identificação dos eventos extremos no SE brasileiro foi feita através da análise da evolução dos percentis de 80%, 95% e 99% e dos parâmetros da GEV calculados a cada período de 20 anos, como proposto em Silva Dias et al. (2013). As análises foram aplicadas nas séries de precipitação do LM de cada uma das sub-regiões do SE. Além disso, as tendências lineares das séries foram calculadas separadamente para o AMC e LIA.

A Figura 6.3 mostra a evolução dos percentis da estação chuvosa durante o período do LM de todas as sub-regiões do SE, assim como a tendência calculada no período AMC e LIA. O eixo x na Figura 6.3 mostra os anos em que a janela de 20 anos foi centrada. Uma primeira análise dos percentis, indica que as regiões R5 e R6 (Figura 6.3m a 6.3r) são as que apresentam os maiores valores em todos os percentis calculados para ambas as estações, seguidas pela R1 e R2 (Figura 6.3a a 6.3f), cujo padrão e magnitudes são semelhantes entre si. Já a região que apresenta os menores percentis foi a R3, concordando assim com o ciclo anual mostrado na Figura 6.2. Quando comparados com a estação seca (Figura 6.4), há uma inversão de padrões sendo a R1 e R2 (Figura 6.4a a 6.4f) as regiões que apresentam os maiores valores de percentis (80%, 95% e 99%), seguido pela R3 (Figura 6.4g a 6.4i). Já as regiões R4 e R6 (R3 e R4) possuem padrão e magnitudes semelhantes entre elas para a evolução do percentil de 80% (95% e 99%), enquanto a R5 (Figura 6.4m a 6.4o) foi a região que apresentou os menores percentis da estação seca. Esta inversão de padrões está em concordância com o ciclo anual de cada região, já que as regiões R5 e R6 (R1 e R2) são as regiões com as menores (maiores) médias de precipitação durante o inverno, o que vai implicar diretamente na análise dos percentis da estação seca.

Em termos gerais, a Figura 6.3 mostra um aumento nos percentis de 80% e 95% para todas as sub-regiões durante o AMC. No entanto, para a LIA a tendência torna-se negativa na maioria das regiões, com exceção da R1 (Figura 6.3a e 6.3b), que apresenta uma tendência de aumento nos valores desses percentis, e da R2 (Figura 6.3e) para o percentil de 95%, na qual a tendência durante a LIA é quase nula. Desta forma, durante a estação chuvosa do período AMC (LIA), houve um aumento

(diminuição) nos limiares de precipitação dos percentis de 80% e 95% na maioria das sub-regiões do Sudeste. Com relação ao percentil de 99%, há uma tendência de diminuição do limiar de precipitação que define esse percentil para ambos os períodos do LM, com exceção do período LIA para a R1 (Figura 6.3c), cuja tendência linear não possui inclinação.

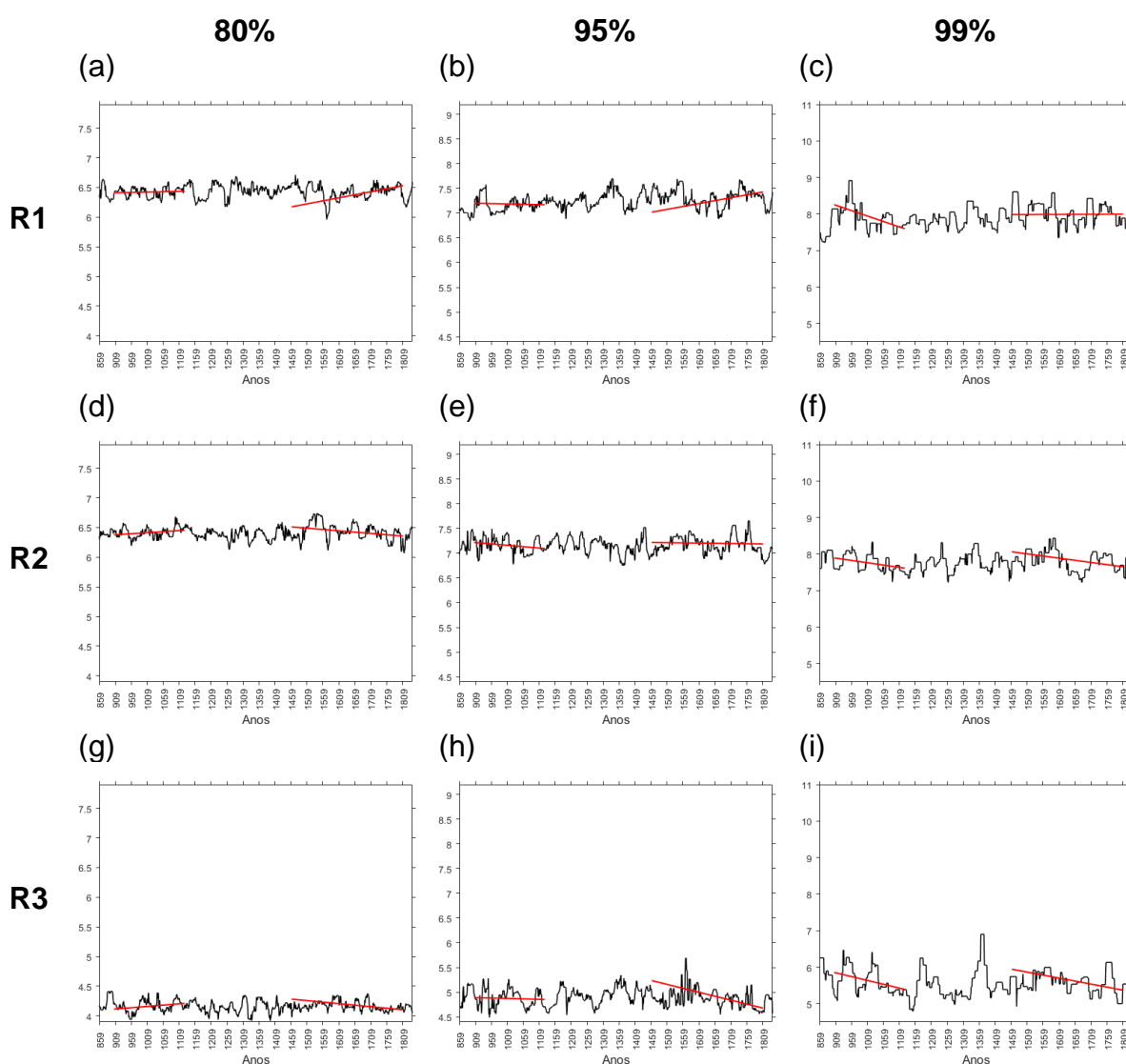


Figura 6.3. Evolução dos valores de precipitação que definem os percentis 80% (primeira coluna), 95% (segunda coluna) e 99% (terceira coluna) para cada intervalo de 20 anos da estação chuvosa das sub-regiões do SE brasileiro. As retas vermelhas indicam a tendência linear calculada, separadamente, para o período AMC e LIA.

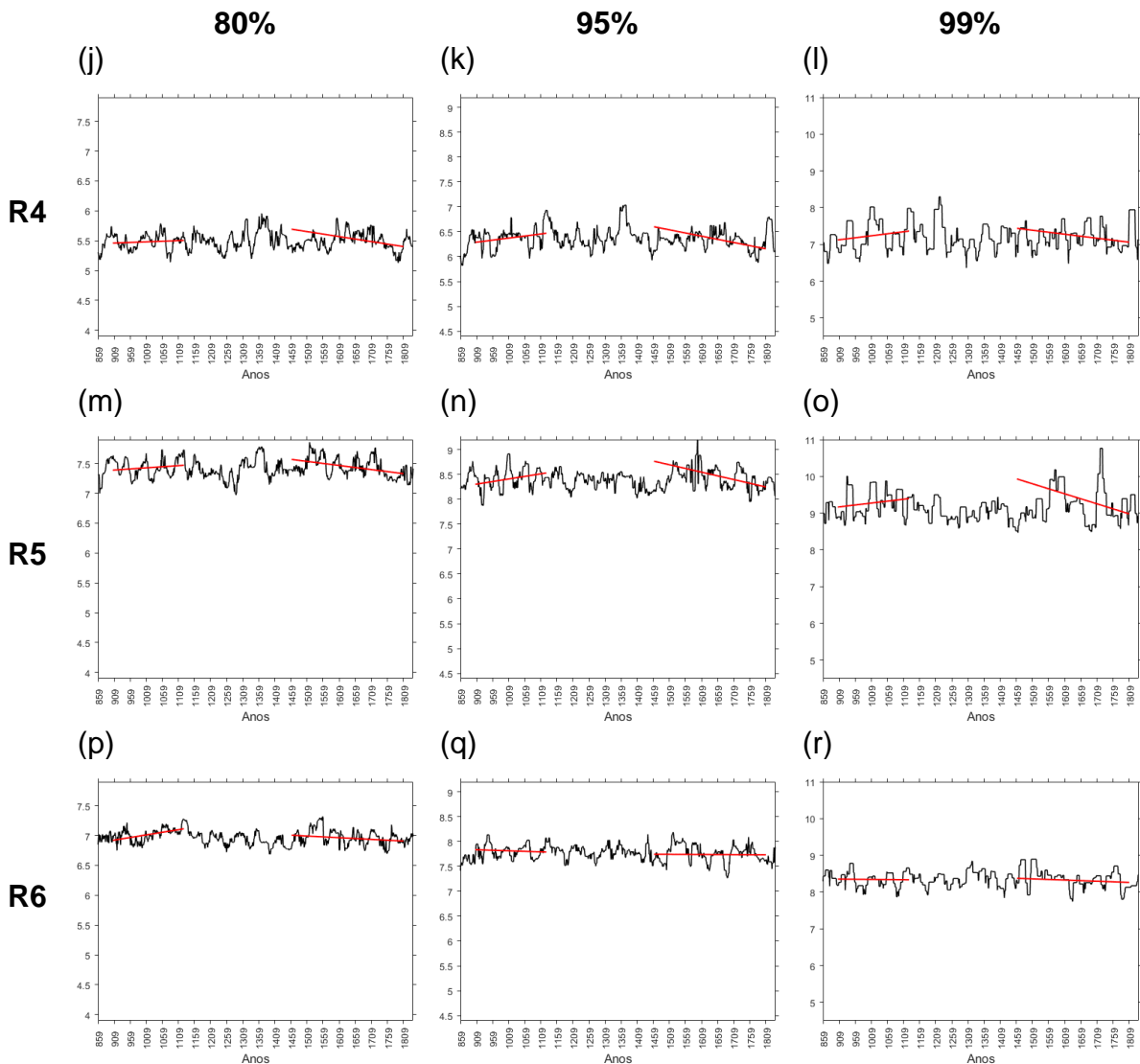


Figura 6.3. (Continuação).

Contudo, para os limiares da estação seca (Figura 6.4) o período AMC apresenta uma tendência de diminuição dos percentis de 80% e 95% em todas as sub-regiões. Durante o LIA, as regiões R1, R4, R5 e R6 (R2 e R3) apresentam uma tendência com inclinação quase nula (negativa), indicando que não houve mudanças significativas nos valores dos percentis de 80% e 95% durante o LIA. No percentil de 99% há um aumento (diminuição) nos limiares durante o AMC para as regiões R1, R5 e R6 (R2, R3 e R4). Isto sugere que os sistemas precipitantes atuaram com maior frequência na região mais continental do SE, já que as sub-regiões costeiras apresentaram uma diminuição nos limiares.

Já no LIA, apenas a sub-região R4 (Figura 6.4I) apresentou uma tendência negativa nos limiares do percentil de 99%. Esse aumento do limiar de 99% nas demais

sub-regiões, indica uma maior frequência de intensos eventos extremos de precipitação e pode estar associado com a intensificação da monção (VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014) da LIA nos meses de primavera (Figura 5.1b).

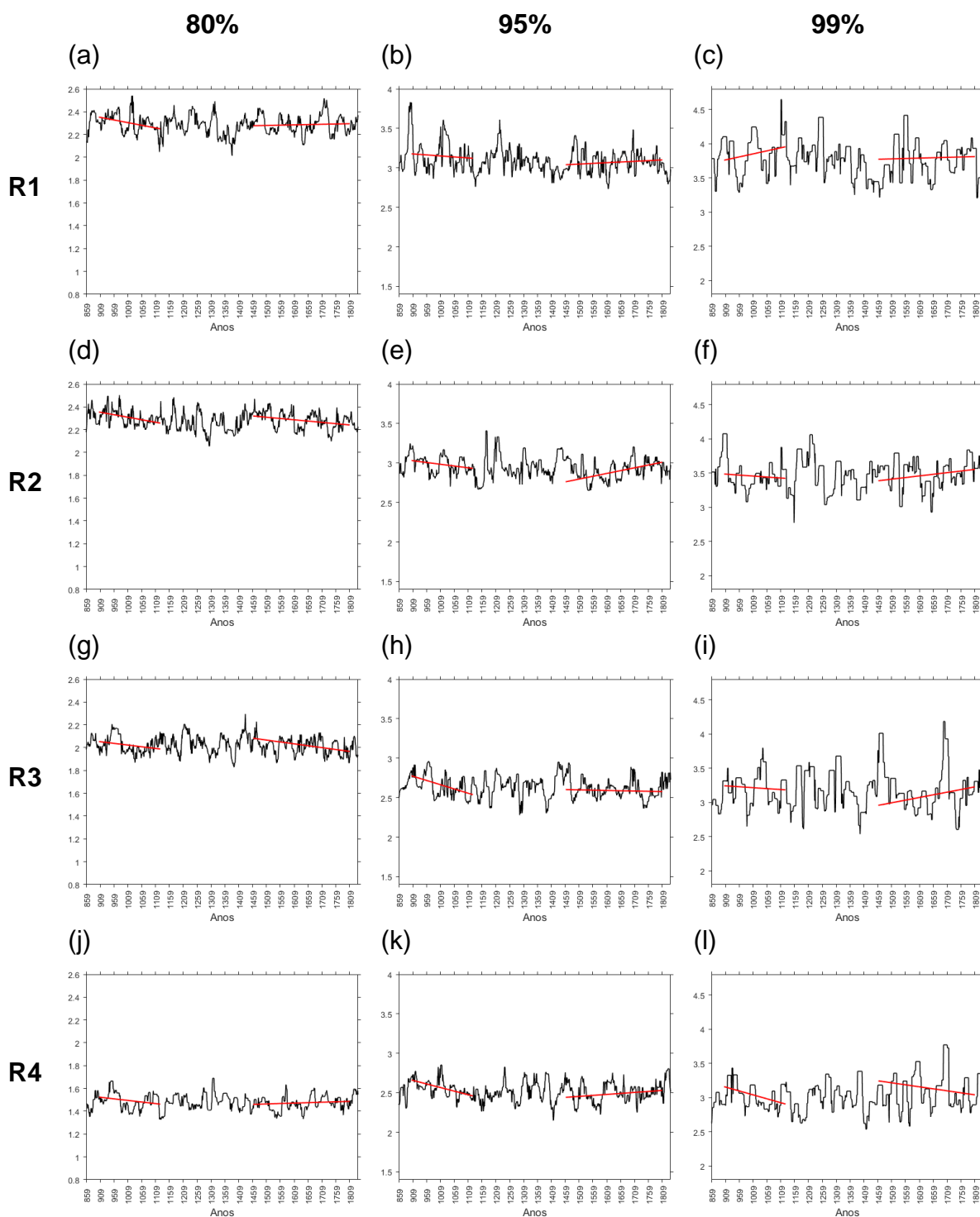


Figura 6.4. Igual à Figura 6.3, mas para a estação seca.

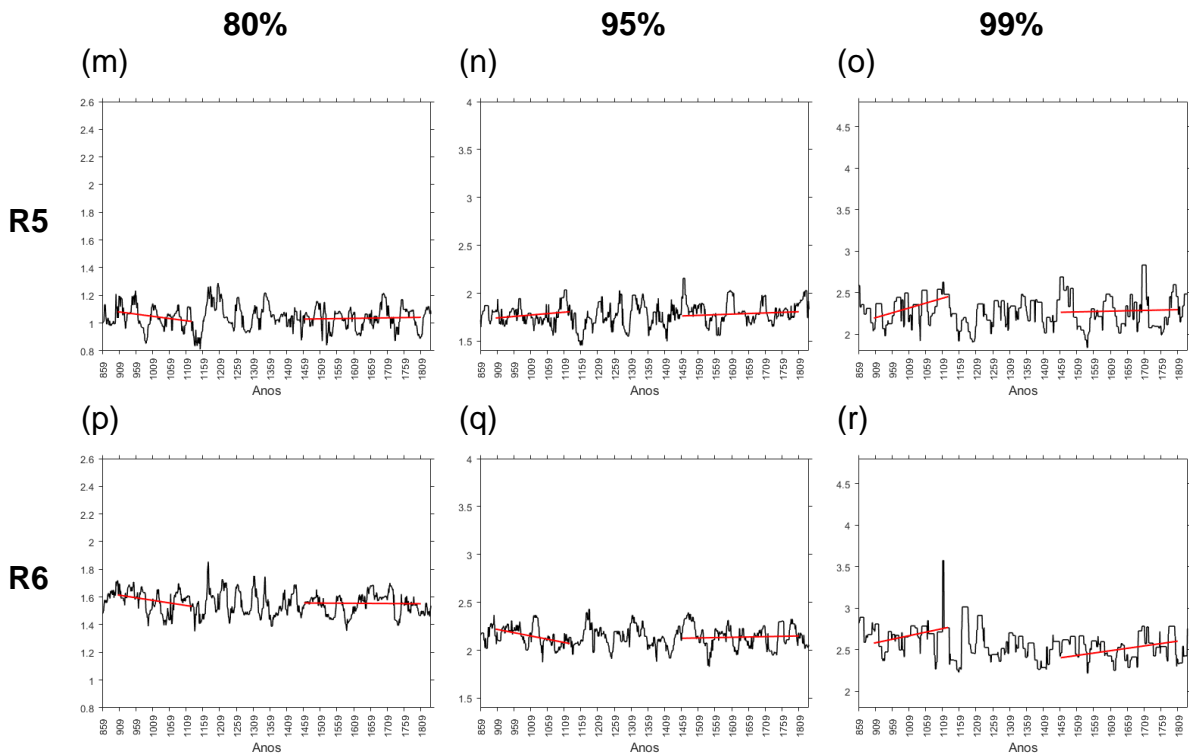


Figura 6.4. (Continuação).

Uma outra forma de estudar os extremos de precipitação é através da aplicação da GEV e verificar como é a evolução de seus parâmetros (SILVA DIAS et al., 2013). O parâmetro de forma (κ) define o tipo de distribuição de valores extremos que deve ser utilizada para estimar os valores da precipitação; o parâmetro de localização (μ) indica o pico da distribuição da GEV, i.e., o valor mais provável da precipitação mensal (mm.dia^{-1}) extrema; o parâmetro de escala (σ) indica o espalhamento da distribuição, ou seja, a medida que o parâmetro cresce, maior é o espalhamento da função (COLES, 2001; ALVES et al., 2013; SILVA DIAS et al., 2013). Assim, a evolução destes parâmetros vai ditar como ocorre a mudança dos extremos de precipitação durante o período do LM.

A Tabela 6.1 mostra a média dos parâmetros da GEV de cada sub-região para os eventos AMC e LIA. Nota-se que não há grandes diferenças entre os períodos AMC e LIA para nenhum parâmetro e região. Com base no parâmetro de localização, destaca-se que as regiões R1, R2, R5 e R6 (R3 e R4) são as que apresentam o maior valor mais provável de extremos durante a estação chuvosa. Para a estação seca, os maiores (menores) valores são encontrados nas regiões R1, R2, R3 e R4 (R5 e R6), assim como visto nas análises dos percentis. Vale destacar que a R5 (seguida pela

R6 e R4) é a região com a maior dispersão na forma da GEV para a estação chuvosa, i.e., ela apresenta maiores valores extremos nas caudas das distribuições, o que indica uma região com maior probabilidade de ocorrência de extremos.

Tabela 6.1. Média dos parâmetros da GEV para os períodos AMC e LIA de cada sub-região do SE brasileiro. Sendo a estação chuvosa (seca) indicada pelo índice w (d).

Parâmetro	Período	R1	R2	R3	R4	R5	R6
K_w	AMC	-0,30	-0,29	-0,18	-0,37	-0,41	-0,43
	LIA	-0,25	-0,29	-0,19	-0,35	-0,41	-0,41
K_d	AMC	0,14	0,21	0,04	0,37	0,90	0,52
	LIA	0,09	0,14	-0,03	0,30	0,83	0,45
σ_w [mm.dia ⁻¹]	AMC	1,13	1,11	0,75	1,46	1,97	1,57
	LIA	1,11	1,15	0,80	1,48	2,03	1,57
σ_d [mm.dia ⁻¹]	AMC	0,58	0,51	0,43	0,29	0,16	0,35
	LIA	0,59	0,52	0,45	0,30	0,17	0,36
μ_w [mm.dia ⁻¹]	AMC	5,01	4,96	3,15	3,87	5,20	5,18
	LIA	4,96	4,91	3,13	3,83	5,14	5,09
μ_d [mm.dia ⁻¹]	AMC	1,15	1,13	1,28	0,92	0,25	0,45
	LIA	1,19	1,18	1,31	0,93	0,26	0,48

Apesar das médias dos parâmetros entre o AMC e LIA não apresentarem grandes mudanças, a evolução temporal de cada evento é diferente. A Figura 6.5 mostra a evolução temporal dos parâmetros da GEV para toda a estação chuvosa no LM, assim como as tendências para o AMC e LIA. Em geral, a maioria das regiões apresentam tendências negativas durante o AMC para o parâmetro de forma, com exceção das regiões R4 e R5 (Figura 6.5j e 6.5m). Isto indica que, durante o AMC, há uma tendência de os extremos de precipitação assumirem a forma da distribuição de Weibull. Já a LIA, apresenta tendências de diminuição do parâmetro de forma para todas as regiões. Para a estação seca (Figura 6.6), todas as regiões apresentam uma tendência positiva do parâmetro de forma para ambos os eventos do LM.

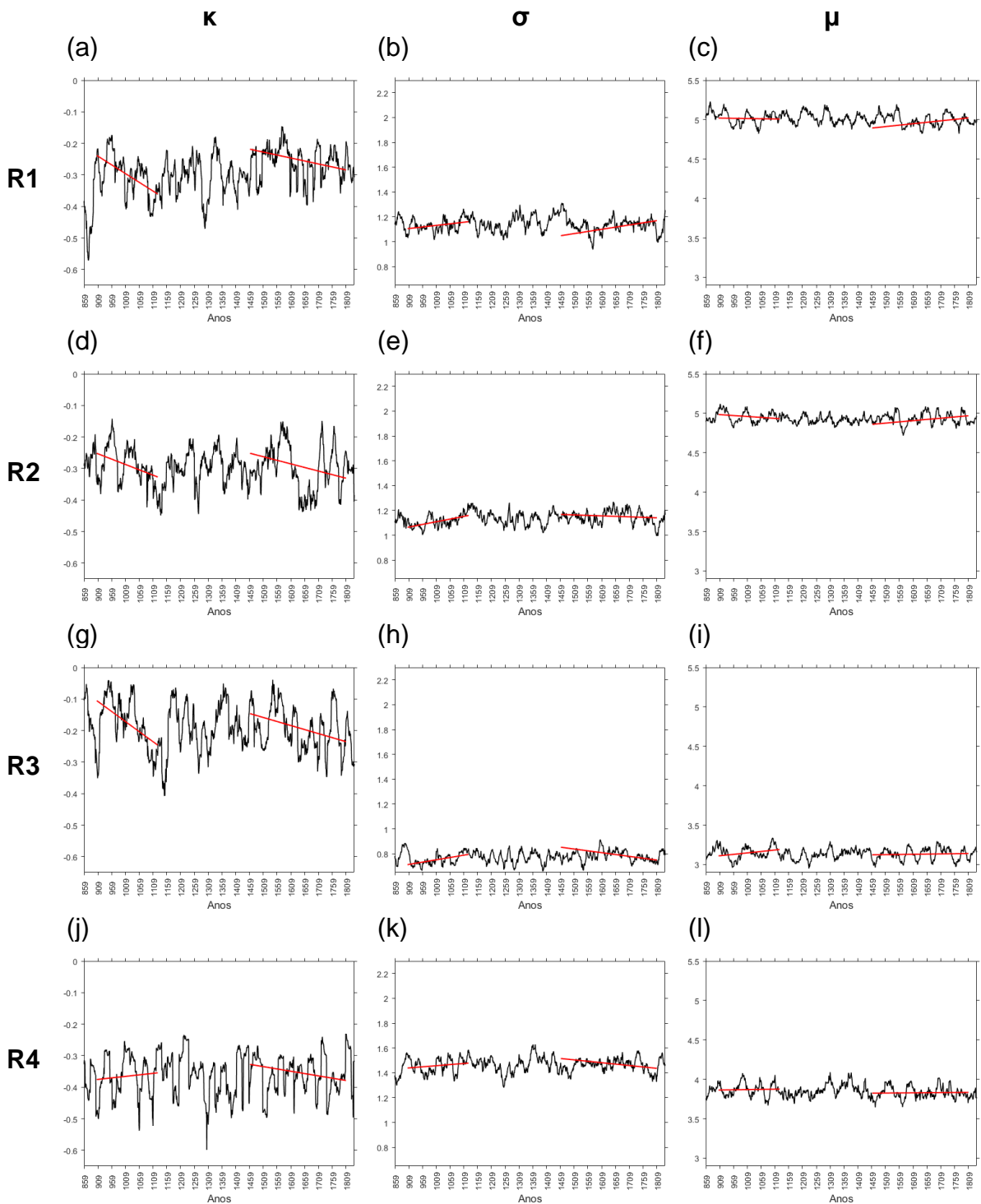


Figura 6.5. Evolução dos parâmetros de forma κ (primeira coluna), de escala σ (segunda coluna) e de localização μ (terceira coluna) para cada intervalo de 20 anos da estação chuvosa das sub-regiões do SE brasileiro. As retas vermelhas indicam a tendência linear calculada, separadamente, para o período AMC e LIA.

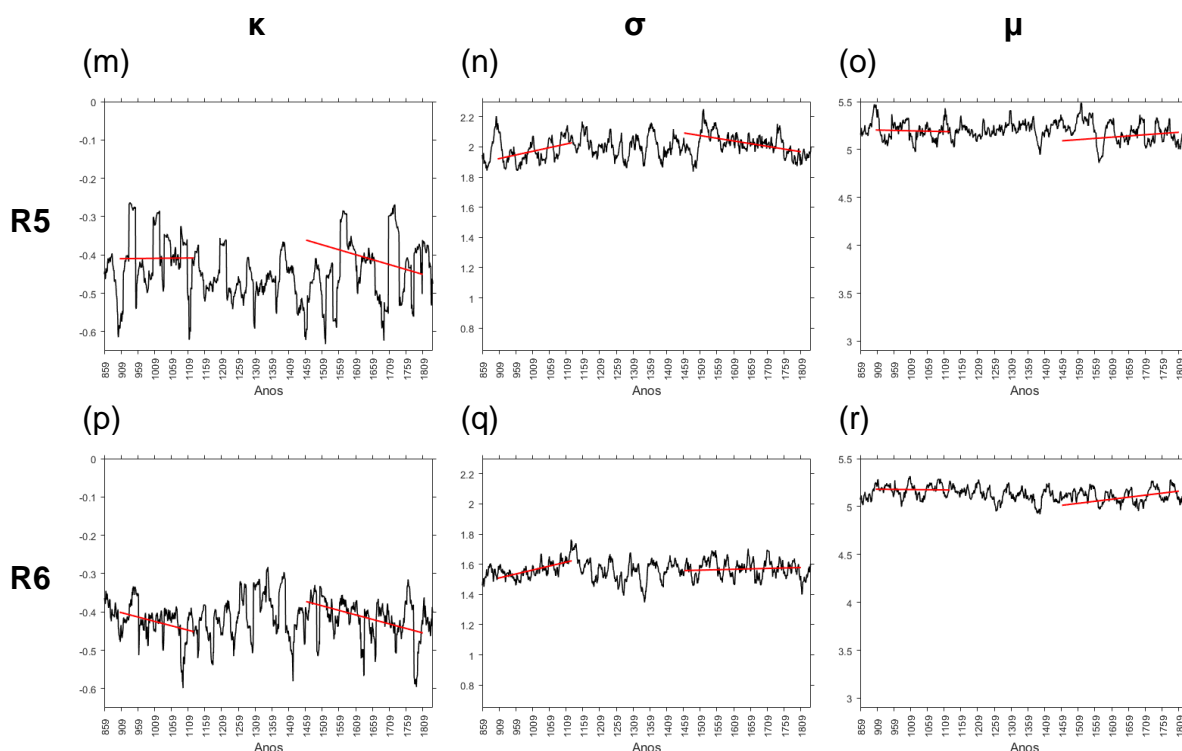


Figura 6.5. (Continuação).

A evolução do parâmetro de localização para a estação chuvosa durante o LIA indica que há uma tendência de aumento dos valores mais prováveis dos extremos de precipitação nas regiões R1, R2, R5 e R6, enquanto as demais sub-regiões não apresentam tendências. Já o AMC é caracterizado por tendências negativas (R1 e R2) ou quase nulas (R3, R4, R5 e R6). Desta forma, os eventos extremos durante o período LIA foram mais intensos quando comparados ao AMC. Com relação à estação seca (Figura 6.6) ambos os períodos apresentaram uma tendência negativa nos valores do parâmetro de localização, para todas as regiões.

O parâmetro de escala mostra características semelhantes ao parâmetro de localização. Durante a estação chuvosa (Figura 6.5) todas as sub-regiões do SE apresentaram uma tendência de aumento do parâmetro durante o período AMC. O oposto é verificado para a estação seca (Figura 6.6). Com relação a LIA, a maioria das sub-regiões apresentaram tendências negativas do parâmetro de escala durante a estação seca, com exceção da R1 (Figura 6.6b) cuja tendência foi positiva. Para a estação chuvosa, apenas as regiões R1 (Figura 6.5b) e R6 (Figura 6.5q) apresentaram tendências de aumento na dispersão.

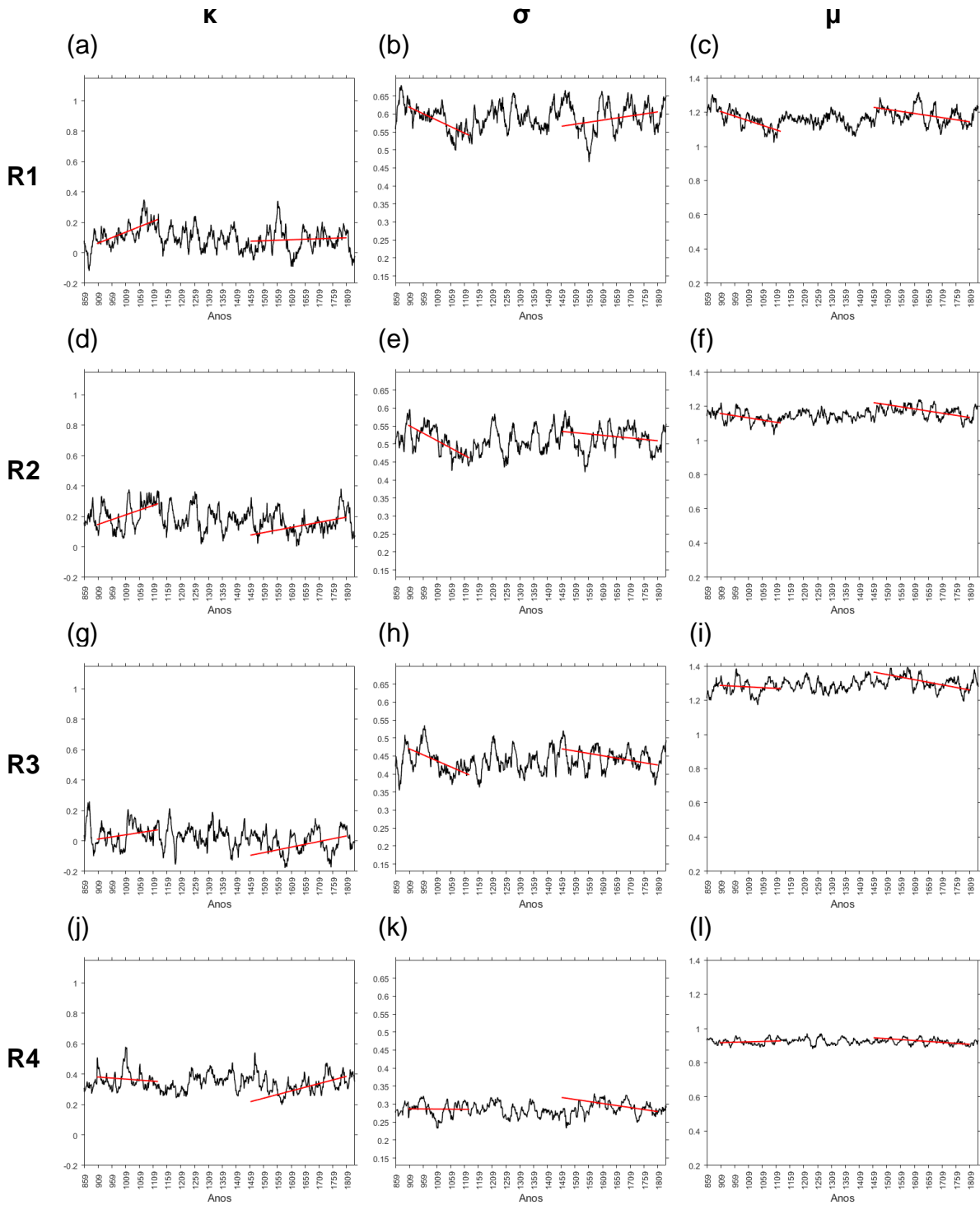


Figura 6.6. Igual à Figura 6.5, mas para a estação seca.

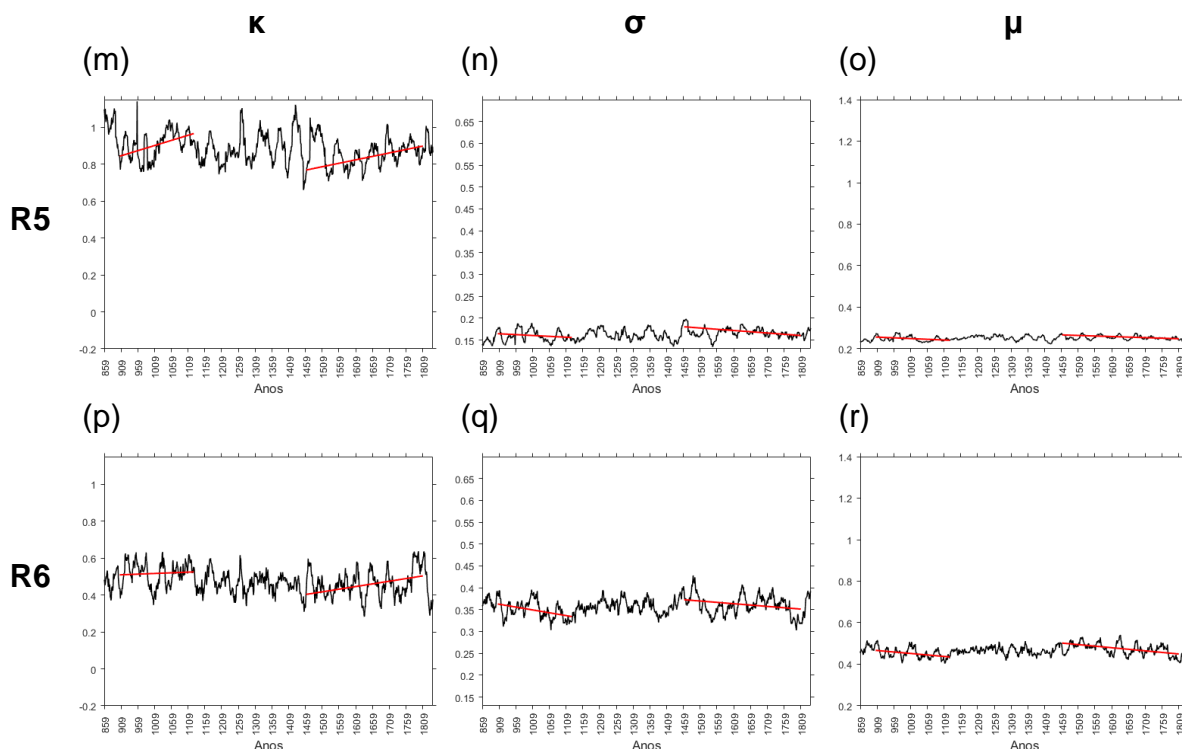


Figura 6.6. (Continuação).

6.3. Influências nos extremos de precipitação

Silva Dias et al. (2013) encontraram para a cidade de São Paulo que os percentis que definem os extremos de 95% e 99% durante a estação chuvosa (seca) do período histórico são influenciados pela TSM, LISAM, PDO e NAO (PDO, NAO, LISAM, ENOS, AMO). Já o parâmetro de localização é influenciado pela TSM, PDO e LISAM (PDO, NAO, LISAM, AMO) durante a estação chuvosa (seca). Além disso, os autores encontraram que aproximadamente 85% da variância, durante a estação seca, dos percentis de 95% e 99% e do parâmetro de localização é explicada pelos índices climáticos mencionados anteriormente. Já para a estação chuvosa, a variância explicada é de 67%, 37% e 57% para os percentis de 95%, 99% e o parâmetro de localização, respectivamente.

Este estudo mostra a importância da variabilidade de baixa frequência na modulação dos extremos de precipitação na região de São Paulo. Assim, a fim de determinar quais padrões de variabilidade modulam os índices dos extremos de precipitação em cada sub-região do SE, foi aplicada a mesma metodologia da seção

5.3. As correlações foram feitas para a estação chuvosa (ONDJFM) e seca (AMJJAS) e separadas nos períodos AMC e LIA. Os parâmetros correlacionados foram o parâmetro de localização e os percentis de 95% e 99%, para ambas as estações.

As correlações dos extremos, nos eventos AMC e LIA, das regiões de 1 a 6 são mostradas nas Tabelas do Anexo III. Com base nas estações seca e úmida algumas correlações se destacam em cada região. Abaixo encontra-se um resumo das tabelas, no qual as variáveis apresentadas são correlacionadas, em ordem decrescente, as variáveis entre parênteses indicam correlações para o período LIA. Sendo:

a) Região 1:

μ_w : +N34, +TSA, +TNA, +LISAM (+N34, +TSA, +LISAM, +TNA, +SASD)

p_w95 : +N34, +TSA, +ZCAS, -AMO, -QBO (+TSA, +LISAM, +PSA2, +N34, -QBO)

p_w99 : +AMO, -TSA, -LISAM, -QBO, -N34 (+PSA2)

μ_d : +ZCAS, +PSA2, +AMO, -LISAM, -N34, -TSA (+AMO, +QBO, +ZCAS)

p_d95 : +LISAM, -QBO (+ZCAS, -QBO)

p_d99 : +LISAM, +TSA, +N34, -QBO, -ZCAS, -PSA1 (+TNA, +SASD)

b) Região 2:

μ_w : +N34, +LISAM, +TSA, +TNA, +ZCAS (-PSA2)

p_w95 : -TNA, -PSA1, -N34, -TSA (+LISAM, -PSA1, -AMO, -ZCAS)

p_w99 : +SASD, -PSA1, -PSA2, -TSA, -N34 (+LISAM, +TSA, +TNA, +SASD, +PSA2, -PSA1)

μ_d : +AMO, +QBO, +ZCAS, -TNA, -N34, -LISAM, -TSA (+AMO, +ZCAS, +QBO)

p_d95 : +LISAM, +N34, +TSA, -QBO (+ZCAS, -SASD, -QBO)

p_d99 : +N34, +SASD, +LISAM, +TSA, +PSA1, -QBO, -AMO (+LISAM, -QBO)

c) Região 3:

μ_w : +LISAM, +N34, +TSA (+SASD, -TSA, -PSA1)

p_w95 : +LISAM, -AMO (+SASD, -AMO)

p_w99 : -PSA1, -TSA, -QBO, -N34 (---)

μ_d : +QBO, +ZCAS, +AMO, -LISAM (+LISAM, +TSA, +QBO)

p_{d95} : +SASD, +AMO, +ZCAS, -TSA, -LISAM (-LISAM, -TNA, -N34, -TSA)

p_{d99} : +SASD, -AMO, -TNA (-LISAM, -TNA, -TSA, -N34)

d) Região 4:

μ_w : +AMO, +LISAM, -N34, -TSA (+SASD, -PSA1)

p_{w95} : +LISAM, +PSA2, +TSA, +N34, -AMO (+QBO, -TNA, -N34, -TSA)

p_{w99} : +LISAM, +PSA2, -TNA, -AMO (-N34, -TNA, -TSA)

μ_d : +QBO (+AMO, +ZCAS)

p_{d95} : +SASD, -TSA, -PSA1 (-TSA, -LISAM)

p_{d99} : +PSA2, -PSA1 (+SASD, -ZCAS, -LISAM, -TNA, -TSA, -N34)

e) Região 5:

μ_w : +AMO, -TSA (+SASD, -PSA1)

p_{w95} : +SASD, +LISAM, -AMO, -PSA1 (+SASD, +LISAM)

p_{w99} : +LISAM, +PSA2, -PSA1, -QBO, -AMO (+LISAM)

μ_d : +QBO, +AMO, -LISAM, -N34, -TSA (+ZCAS)

p_{d95} : +QBO, -TNA, -ZCAS (+PSA1, -LISAM, -TNA, -N34, -TSA)

p_{d99} : +QBO, -ZCAS (-N34, -TSA, -TNA)

f) Região 6:

μ_w : +TSA, +LISAM, +N34, +TNA, +SASD (+LISAM, +TSA, +N34, +SASD, -AMO, -PSA1, -QBO)

p_{w95} : +LISAM, +PSA2, +ZCAS, -AMO, -QBO (+LISAM, +SASD, +TSA, +TNA, +N34, -PSA1, -ZCAS)

p_{w99} : +TSA, +LISAM, +SASD, +N34, -QBO, -AMO (+LISAM, +SASD, -QBO, -PSA1)

μ_d : +ZCAS (+ZCAS, +AMO)

p_{d95} : +AMO, +PSA2, +ZCAS (+ZCAS, -TSA, -QBO, -N34, -SASD)

p_{d99} : +SASD, +TSA, +LISAM, -AMO, -ZCAS (-QBO, -PSA1)

A fim de entender como os índices, destacados anteriormente, influenciam a variância dos extremos de precipitação nas regiões do SE, foi feita uma regressão linear de múltiplas variáveis, na qual os valores de y representam as séries relacionadas aos extremos (μ , p95 e p99) e os valores de x são os índices climáticos de cada período (AMC e LIA), destacados anteriormente. A variância explicada pela regressão é mostrada na Tabela 6.2. A regressão para p_w99 e os índices do período LIA na região R3 não foi calculada pois nenhum índice climático apresentou altas correlações.

Durante o período AMC, as maiores variâncias explicadas pelos índices climáticos ocorrem nas regiões R4 (μ_w , p_w95, p_w99), R2 (μ_d , p_d95) e R1 (p_d99). Já para o período LIA, as maiores variâncias foram encontradas nas regiões R6 (μ_w , p_w95), R2 (p_w99), R1 (μ_d), R5(p_d95), R4(p_d99). Apesar disso, os demais valores de variância são pequenos, o que sugere que os extremos em tais regiões são afetados por outros fatores além dos índices descritos anteriormente

Tabela 6.2. Variância explicada pela regressão múltipla com os índices climáticos de maior correlação para os períodos AMC e LIA.

	Período	μ_w	p _w 95	p _w 99	μ_d	p _d 95	p _d 99
R1	AMC	0,233	0,367	0,309	0,375	0,193	0,439
	LIA	0,226	0,302	0,052	0,224	0,113	0,099
R2	AMC	0,216	0,236	0,220	0,570	0,346	0,411
	LIA	0,039	0,250	0,258	0,180	0,227	0,182
R3	AMC	0,284	0,089	0,163	0,282	0,218	0,157
	LIA	0,155	0,099	---	0,211	0,200	0,156
R4	AMC	0,349	0,453	0,323	0,085	0,281	0,140
	LIA	0,194	0,169	0,234	0,083	0,075	0,307
R5	AMC	0,091	0,288	0,300	0,343	0,279	0,131
	LIA	0,134	0,174	0,123	0,072	0,241	0,166
R6	AMC	0,198	0,277	0,281	0,067	0,158	0,341
	LIA	0,326	0,308	0,121	0,142	0,215	0,238

No entanto, a estação seca do período AMC foi a que apresentou as maiores variâncias explicadas pelos índices climáticos, chegando a 57% do parâmetro de localização da sub-região R2. Contudo, em termos gerais, a LIA apresenta as maiores variâncias explicadas durante a estação chuvosa (em comparação com a estação seca), sendo a maior variância de 32,6% para o parâmetro de localização. Devido ao fato da região SE estar inserida no SMAS, é provável que grande parte da variância, que não é explicada pelos índices, seja proveniente de variações dos ciclos solares conforme mostrado para os modos do LISAM (Figura 5.9). De fato, diversos autores atribuem as principais variações dos registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, na região da monção da AS, às variações solares (REUTER et al., 2009; BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014; NOVELLO et al., 2016). Desta forma, tem-se que a variabilidade dos extremos de precipitação é fortemente dependente da sub-região estudada, assim como de outras forçantes externas ao sistema climático.

7. CONCLUSÕES

Este estudo teve como objetivo principal avaliar a variabilidade dos extremos de precipitação mensal na região Sudeste do Brasil durante o período do Último Milênio (LM) nas simulações numéricas do PMIP3 e verificar, em linhas gerais, a coerência com as estimativas via *proxies* paleoclimáticos. Além disso, objetivou-se caracterizar o SMAS e a ZCAS, assim como suas variabilidades, através da aplicação do índice LISAM proposto por Silva e Carvalho (2007). As análises foram baseadas no CMP das simulações dos modelos climáticos CCSM4-M, GISS-E2-R, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM, MPI-ESM-P e MRI-ESM, pertencentes à 3ª fase do *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project* (PMIP3/CMIP5).

Inicialmente, buscou-se avaliar as diferenças do clima do período histórico simulado por cada modelo climático com os dados observados da Reanálise 1 e as estimativas de precipitação fornecidas pelo GPCP. Os modelos climáticos apresentam uma tendência em reproduzir uma banda dupla da ZCIT no oceano Atlântico durante o verão, o que ocasiona uma superestimava dos acumulados de precipitação na região NE do Brasil. No entanto, os modelos foram capazes de simular a variação sazonal da ZCIT, assim como a precipitação associada ao núcleo principal de atuação do SMAS e da ZCAS. Além disso, os padrões espaciais do primeiro e segundo modo da EOFc foram semelhantes entre a análise do CMP e os dados observados. Outra característica encontrada com o CMP é a grande porcentagem da variabilidade explicada pelo primeiro modo do LISAM (56%) quando comparado ao LISAM aplicado nos dados observados (37,2%), isso ocorre, principalmente, por causa da suavização das variações transientes dos índices pelos modelos climáticos. Ou seja, modelos climáticos de baixa resolução tendem a subestimar a energia contida em modos de variabilidade de frequência mais alta. Consequentemente, acabam também por subestimar a energia nos modos de variabilidade de baixa frequência.

A climatologia do CMP para o LM apresentou algumas características importantes:

- A simulação de precipitação foi coerente com os registros paleoclimáticos na região CO do Brasil (NOVELLO et al., 2016), para o AMC (900-1250) e LIA (1450-1849).
- Na região NE, o CMP apresentou uma diminuição (intensificação) das chuvas nas estações de verão e outono para o AMC (LIA). No entanto, os *proxies* da região NE (NOVELLO et al., 2012) indicam uma diminuição nos totais de precipitação nos dois períodos do LM.
- Já para a região SE, as diferenças entre os períodos AMC e LIA são fortemente dependentes da estação do ano, sendo a LIA (AMC) mais chuvoso durante os meses de primavera (verão e outono), diferindo dos resultados encontrados nos registros paleoclimáticos da região (OLIVEIRA et al., 2009; VUILLE et al., 2012; BERNAL et al., 2016), os quais indicam que a LIA (AMC) foi mais chuvoso (próximo à neutralidade).

Portanto, o CMP foi capaz de simular as principais características da precipitação, e suas diferenças entre os períodos, registradas pelos *proxies* das regiões de estudo, com exceção dos fatores mencionados acima.

Com relação ao LISAM, em geral, tem-se que os padrões relacionados aos dois primeiros modos (associados com o SMAS e a ZCAS, respectivamente) durante o LM foram semelhantes àqueles encontrados no período histórico. Além disso, a série temporal dos modos do LISAM mostraram ser um bom indicador para a detecção da mudança entre os regimes LIA e AMC, a qual indicou que o AMC (LIA) compreende os anos entre 905 e 1126 (1461-1809), com base no índice LISAM. Esses períodos encontrados na série do LISAM também foram destacados nas variações dos registros hidrológicos da AS no LM, principalmente pelos trabalhos que estudaram *proxies* nas regiões sob influência da monção (OLIVEIRA, et al., 2009; REUTER et al., 2009; BIRD et al., 2011; NOVELLO et al., 2012; VUILLE et al., 2012; LEDRU et al., 2013; APAÉSTEGUI et al., 2014; BERNAL et al., 2016; NOVELLO et al., 2016).

As variabilidades temporais dos coeficientes de expansão de ambos os modos do LISAM mostram períodos de variação associados à variabilidade dos ciclos solares

de Vries-Suess (209 anos) e de Gleissberg (98 anos), AMO (64 anos), PDO (32 e 15 anos), variabilidade das manchas solares (11 anos) e o fenômeno ENOS (4 anos). Para entender a variabilidade decadal dos índices dos dois modos do LISAM foi feita uma análise de correlações entre os índices sazonais e alguns índices climáticos, todos filtrados com a média móvel de 10 anos (PRADO; WAINER, 2013). Em geral, o primeiro (segundo) modo apresentou correlações significativas e positivas (negativas) com os índices do Atlântico Tropical Norte e Sul e do Niño 3.4, com as maiores correlações ocorrendo durante o período LIA. Isto mostra a importância da TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico na modulação da intensidade do SMAS e da ZCAS (CHAVES; NOBRE, 2004; JORGETTI et al., 2014).

A análise dos extremos mensais de precipitação durante o LM foi aplicada na precipitação da estação seca e chuvosa de cada uma das seis sub-regiões do SE, definidas pela AC. A evolução temporal seguiu o método proposto por Silva Dias (2013) e foi investigada através dos parâmetros da GEV e dos percentis de 80%, 90% e 95%. Em termos gerais, foi encontrado que a evolução dos extremos depende de cada sub-região, e tende a seguir o ciclo anual de precipitação das regiões. Além disso, durante a estação chuvosa, o AMC (LIA) apresenta uma tendência de aumento (diminuição) dos percentis de 80% e 95% para todas as regiões de estudo. Já o percentil de 99% apresentou uma tendência de diminuição em ambos os períodos. A evolução do parâmetro de localização da GEV indicou tendência de aumento dos valores mais prováveis dos extremos de precipitação para as regiões R1, R2, R5 e R6, durante o LIA. Portanto, os eventos extremos da LIA foram mais intensos do que no AMC. Com relação às influências nos extremos de precipitação, os indicadores também mostraram fortes influências do SMAS, ZCAS e com a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico. No entanto, a variância explicada pelos índices climáticos utilizados é pequena, sendo maior no LIA (AMC) durante a estação chuvosa (seca). Portanto, os extremos mensais de precipitação na região SE também são influenciados por forçantes externas, como as variações dos ciclos solares e erupções vulcânicas, assim como ocorre para o LISAM e ZCAS.

7.1. Sugestões de trabalhos futuros

O presente trabalho buscou avaliar os extremos de precipitação na região SE do Brasil utilizando os modelos do PMIP3/CMIP5. Apesar das diferenças encontradas com os *proxies* paleoclimáticos os modelos foram capazes de simular as principais características do SMAS. Desta forma, vários objetivos foram alcançados com base no CMP dos modelos. Assim, as sugestões de trabalhos futuros são:

- Estender as análises feitas no trabalho para um CMP utilizando mais modelos climáticos com a finalidade de verificar se ocorrem mudanças nos extremos ao adicionar mais membros para o conjunto.
- Avaliar a questão das diferenças no posicionamento da ZCIT no Atlântico nos modelos do PMIP sob o contexto do balanço energético e sua influência no sistema monçônico da América do Sul.
- Utilizar modelos com simulações transientes que inserem o fluxo de água doce no oceano Atlântico, o que afeta diretamente as simulações da Circulação Termohalina, uma das principais variabilidades que explica a variância dos extremos durante o último milênio.
- Verificar o impacto das forçantes externas na variância dos indicadores dos extremos mensais de precipitação na região SE.
- Utilizar métodos não-lineares para encontrar os padrões e os índices de variabilidade relacionado ao SMAS, como o *Self-organizing maps* (e.g., VAN HULLE, 2012) que utiliza redes neurais. E verificar o impacto da utilização desses métodos nos resultados obtidos deste trabalho e na análise de *proxies* paleoclimáticos.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. F. et al.: The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *J. Hydrometeor.*, v. 4, p.1147-1167, 2003.
- _____. The New Version 2.3 of Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Analysis Product, 2016. Disponível em <http://eagle1.umd.edu/GPCP_ICDR/GPCPmonthlyV2.3.pdf>. Acesso em: 02 dez. 2016.
- ALEXANDER, K.; EASTERBROOK, S. M. The software architecture of Climate models: a graphical comparison of CMIP5 and EMICAR5 configurations. *Geosci. Model Dev.*, v. 8, p. 1221-1232, doi:10.5194/gmd-8-1221-2015, 2015.
- ALVES, L. M. et al. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte 1 - Estudos observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, n. 03, p. 385-394, 2005.
- ANDRADE, K. *Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul*. 2007. 187 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007.
- ANTONOV, J. I. et al. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. Levitus, S. (ed.). *NOAA Atlas NESDIS 69*, U.S. Government Printing Office, Washington: 2010, 184 p.
- APAÉSTEGUI, J. et al. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Clim. Past*, v. 10, p. 1967–1981, doi:10.5194/cp-10-1967-2014, 2014.
- ASNANI, G. C. *Tropical Meteorology*. Pune, Índia: Nobel Printers, 1993.
- BALDWIN, M. P. et al. The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, v. 39, n. 2, p. 179-229, 2001.
- BARROS, V. R. et al. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. *Appl. Climatology*, v. 67, p. 123-133, 2000.
- BERNAL, J. P. et al. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 450, p.186-196, 2016.
- BERTRAND, S. et al. Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 yr and its climatic significance. *Quaternary Research*, v. 64, p. 163-175, 2005.

- BIRD, B. W. et al. A 2300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *P. Natl. Acad. Sci.*, v. 108, p. 8583–8588, 2011a.
- BISCHOFF, T.; SCHNEIDER, T. The Equatorial Energy Balance, ITCZ Position, and Double-ITCZ bifurcations. *American Meteorological Society*, v. 29, p. 2997-3013, doi:10.1175/JCLI-D-15-0328.1, 2016.
- BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. *CCGCR Report*, v. 97, n. 1, McGill University, Québec, 52p., 1997.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. IPCC Global coupled climate model simulations of the South America monsoon system. *Clim. Dyn.*, v. 33, p. 893-916, 2009.
- BRACONNOT, P. et al. The second phase of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP-II). *Clivar Exchanges*, v. 8, n. 4, p. 19-20, 2003.
- BRACONNOT, P. et al. Evaluation of climate models using paleoclimatic data. *Nature Climate Change*, v. 2, p.417-424, doi:10.1038/nclimate1456, 2012.
- BRADLEY, R. S.; HUGHES, M. K.; DIAZ, H. F. Climate in medieval time. *Science*, v.302, p. 404-405, 2003.
- BRADLEY, R. S.; JONES, P. D. Records of explosive volcanic eruptions over the last 500 years. In: Bradley, R. S., Jones, P. D. (eds.). *Climate Since A.D. 1500*, p. 606-622, Routledge, Londres, 1992.
- BROCCOLI, A. J.; DAHL, K. A.; STOUFFER, R. J. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophys. Res. Lett.*, v. 33, L01702, doi:10.1029/2005GL024546, 2006.
- CARDOZO, A. B. et al. Climatologia de Frentes Frias na América do Sul e sua relação com o Modo Anular Sul. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 17, p. 9-26, 2015.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEABMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Clim.*, v. 15, p. 2377-2394, 2002.
- _____. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Clim.*, v. 17, p. 88-108, 2004.
- CARVALHO, L. M. V. et al. The South American Monsoon System and the 1970s-climate transition. *Int. J. Climatol.*, v. 31, p. 1248-1256, 2011a.
- CARVALHO, L. M. V. et al. Moisture transport and intraseasonal variability in South American Monsoon System. *Clim. Dyn.*, v. 36, p. 1865-1880, 2011b.
- CARVALHO, L. M. V.; CAVALCANTI, I. F. A. The South American Monsoon System (SMAS). In: L. M. V. CARVALHO e C. JONES (eds.). *The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling*. Springer Climate, 2016. p. 121-148.

- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: I. F. A. CAVALCANTI et al. (orgs.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 95-109.
- _____. *The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling*. Springer Climate, 2016. 253 p.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Rev. Bras. Meteor.*, v. 1, p. 83-90, 1986.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Parte I - Sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 135-147.
- CAVALCANTI, I. F. A. et al. *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.
- CAVALCANTI, I. F. A. et al. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. *J. Clim.*, v. 15, p. 2965-2988, 2002.
- CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. *Geophys. Res. Lett.*, v. 31, n. 3, 2004.
- CHIANG, J. C. H.; VIMONT, D. J. Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability. *J. Clim.*, v.17, n. 21, p. 4143-4158, 2004
- CHIESSI, C. M. et al. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, L21707, 2009.
- CHOU, C. S. *Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul*. 1990. 134 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1990.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Clim. Dyn.*, v. 46, 3737, 2015.
- COHEN J.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 123, p. 3163-3174, 1995.
- COLES, S. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer, 2001. 208 p.
- COLLINS, M. et al. Long-term climate change: projections commitments and irreversibility. In: Stocker, T. F. et al. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, U. K.: Cambridge University Press, 2013.
- CROWLEY, T. J. et al. Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES Newsl.*, v. 16, p. 22-23, 2008.

- CRUZ, F. W. *Evolução dos estudos Paleoclimáticos e Paleoambientais em registros de espeleotemas da América do Sul: análise crítica da obra*. 2016. 49 p. Tese (livre-Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2016.
- DRUMOND, A. T.; AMBRIZZI, T. Inter ENSO variability and influence over the South American monsoon system. *Advances in Geosciences*, v. 6, p. 167-171, 2006.
- DUFRESNE, J. L. et al. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dyn.*, v. 40, p. 2123-2165, 2013.
- ENFIELD, D. B. et al. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.
- 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, 2001.
- ENVER, R. G. et al. Multivariate analysis of the energy cycle of the South American rainy season onset. *Int. J. Clim.*, v. 29, p. 2256-2269, 2009.
- FENG, S. et al. Atlantic and Pacific SST influences on Medieval drought in North America simulated by the Community Atmospheric Model. *J. Geophys. Res.*, v. 113, D11101, 2008
- FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P. SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, v. 52, p. 1573-1584, 1995.
- FU, R.; ARIAS, P. A.; WANG, H. The Connection Between the North and South American Monsoons. In: L. M. V. CARVALHO e C. JONES (eds.). *The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling*. Springer Climate, 2016. p. 187-2016.
- GADGIL, S. The indian monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 31, p. 429-467, 2003.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *J. Clim.*, v. 17, p. 47-66, 2004.
- GAN, M.A.; MOSCATI, M.C.L. Estação Chuvosa de 2001/02 na Região Centro-Oeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.18, n.2, p. 181-194, 2003.
- GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção da América do Sul. In: I. F. A. CAVALCANTI et al. (orgs.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 297-316.
- GANACHAUD, A.; WUNSCH, C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, v. 408, p. 453-457, 2000.

- GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impacto f tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 6001-6015, 1998.
- GAO, C. C.; ROBOCK, A.; AMMANN, C. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: an improved ice core-based index for climate models. *J. Geophys. Res.*, v. 113, D23111, 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, 2009.
- _____. Some considerations on onset dates of the rainy season in Western-Central Brazil with antisymmetric outgoing longwave radiation relative to the equator. *Int. J. Climatol.*, v. 33, p. 188-198, 2013.
- GARCIA, S. R. et al. Moisture and heat budgets of the south American monsoon system: climatological aspects. *Theor. Appl. Climatol.*, p. 1-15, doi:10.1007/s00704-016-1882-y, 2016.
- GARREAU, R. D.; WALLACE, J. M. Summertime incursions of midlatitude air into tropical and subtropical South American. *Monthly Weather Review*, v. 126, p. 2713-2733, 1998.
- GENT, P. R. et al. The community climate system model version 4. *J. Clim.*, v. 24, p. 4973-4991, 2011.
- GIORGETTA, M. A. et al. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 5, p. 572-597, 2013.
- GLEISSBERG, W.; SCHOVE, D. J.. The eighty-year sunspot cycle. *British Astronomical Association*, 1958.
- GIORGI, F.; MEARNS, L. O. Calculation of Average, Uncertainty Range, and Reliability of Regional Climate Changes from AOGCM Simulations via the "Reliability Ensemble Averaging" (REA) method. *J. Clim.*, v. 15, p. 1141-1158, 2002.
- GRAHAM, N. E. et al. Support for global climate reorganization during the "Medieval Climate Anomaly". *Clim. Dyn.*, v. 37, p. 1217-1245, doi:10.1007/s00382-010-0914-z, 2010.
- GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *J. Atms. Sci.*, v. 52, p. 3538-3555, 1995.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *J. Clim.*, v. 11, p. 2863-2880, 1998.

- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Clim.*, v. 13, p. 35-58, 2000.
- GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *J. Clim.*, v. 16, p. 263-280, 2003.
- _____. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Clim. Dyn.*, v. 22, n. 2-3, p. 123-138, 2004.
- GRIMM, A. M.; VERA, C. S.; MECHOSO, C. R. The South American Monsoon System. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. Geneva: World Meteorological Organization, p. 219-238, 2005.
- GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In: Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (eds.). *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Springer Chapter 7, p. 159-193, 2009.
- GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 11, p. 561-566, 2004.
- GULIZIA, C.; CAMILLONI, I.; DOYLE, M. Identification of the principal patterns of summer moisture transport in South America and their representation by WCRP/CMIP3 global climate models. *Theor. Appl. Climatol.*, v. 112, p. 227-241.
- von GUNTEN, L. et al. Proxy-to-proxy calibration: Increasing the temporal resolution of quantitative climate reconstructions. *Scientific reports*, v. 2, 2012.
- GUTIÉRREZ, D. et al. Rapid reorganization in ocean biogeochemistry of Peru towards the end of the Little Ice Age. *Biogeosciences*, v.6, p. 835-848, 2009.
- HANNACHI, A. *A primer for EOF analysis of climate data*. Department of Meteorology, University of Reading, U. K., 33 p., 2004.
- HANSEN, J. et al. Climate simulations for 1880-2003 with GISS modelE. *Clim. Dyn.*, v. 29, p. 661-696, 2007.
- HAUG, G. H. et al. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, v. 293, p. 1304-1306, 2001.
- HERIDES, D. L. et al. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D20, 8075, 2002.
- HERRERA, VM Velasco; MENDOZA, B.; HERRERA, G. Velasco. Reconstruction and prediction of the total solar irradiance: From the Medieval Warm Period to the 21st century. *New Astronomy*, v. 34, p. 221-233, 2015.
- HOLTON, J. *An introduction to dynamic meteorology*. New York: Academic Press, 1992.

- HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J. Clim.*, v. 02, n.11, p. 1388-1403, 1989.
- HUFFMAN, G. J. et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 78, n. 1, p. 5-20, 1997.
- HURRELL, J.W. et al. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. *Geophysical Monograph Series*, Washington, DC: American Geophysical Union. v. 134, 279 pp. 2003.
- IPCC. 2013. Working Group I. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. *Fifth Assessment Report*. WMO/UNEP.
- JOMELLI, V. et al. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and paleoclimatic implications: A review. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 281, p. 269-282, 2009
- JONES, C. The Madden-Julian Oscillation and the Monsoons. In: L. M. V. CARVALHO e C. JONES (eds.). *The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling*. Springer Climate, 2016. p. 207-224.
- JONES, C. et al. Climatology of tropical intraseasonal convective anomalies: 1979-2002. *J. Clim.*, v. 17, p. 523-539, 2004.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. *J. Clim.*, v. 15, p. 905-914, 2002.
- _____. Climate change in the South American monsoon system: present climate and CMIP5 projections. *J. Clim.*, v. 26, p. 6660-6678, 2013.
- JORGETTI, T. *A Zona de Convergência do Atlântico Sul e os Processos Oceânicos do Atlântico e do Pacífico*. 2008. 169 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2008.
- JORGETTI, T.; SILVA DIAS, P. L.; FREITAS, E. D. The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning. *Clim. Dyn.*, v. 42, p. 3077-3086, 2014.
- JUSTI DA SILVA, M. G. A; SILVA DIAS, M. A. F. A Frequência de Fenômenos Meteorológicos na América do Sul: uma Climatologia. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2002, Foz do Iguaçu. Anais... Foz do Iguaçu: SBMET, 2002.
- KAGEYAMA, M. et al. Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study. *Clim. Past.*, v. 9, p. 935-953, 2013.
- KALNAY, E.; MO, K. C.; PEAGLE, J. Large-Amplitude, Short-Scale Stationary Rossby Waves in the Southern Hemisphere: Observations and Mechanistic Experiments to Determine their Origin. *J. Atmos. Sci.*, v. 43, n. 3, p. 252-275, 1986.
- KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 77, p. 437-471, 1996.

- KAYANO, M. T. Low-level high-frequency modes in the Tropical Atlantic and their relation to precipitation in the equatorial South America. *Meteor. Atmos. Phys.*, v. 83, p. 263-276, 2003
- KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: I. F. A. CAVALCANTI et al. (orgs.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 212-233.
- KERR, R. A. Unmasking a shifty climate system. *Science*, v. 255, p. 1508-1510, 1992.
- KHODRI, M. et al. Le climat du dernier millénaire. *La Météorologie*, v. 88, p. 36-47, 2015.
- KHROMOV, S. P. Die geographische verbreitung der monsune. *Petermanns Geogr. Mitt.*, v. 101, p. 234-237, 1957.
- KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Monthly Weather Review*, v. 120, p. 1900-1923, 1992.
- KITOH, A. et al. Monsoons in a changing world: a regional perspective in a global context. *J. Geophys. Res. Atmos.*, v. 118, p. 3053-3065, 2013.
- KNIGHT, J. R. et al. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, v. 32, L20708, 2005.
- KNIGHT, J. R.; FOLLAND, C. K.; SCAIFE, A. A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, v. 33, L117706, 2006.
- KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, v. 70, p. 813-836, 1992a.
- _____. Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the ZCAS). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan*, v. 71, p. 581-610, 1992b.
- _____. Roles of the atmospheric heat sources in maintaining the subtropical convergence zones: an aqua-planet GCM study. *J. Atmos. Sci.*, v. 56, p. 4032-4049, 1999.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev. Bras. Meteor.*, v. 03, p. 217-231, 1988.
- LANDRUM, L. et al. Last Millennium Climate and its variability in CCSM4. *J. Clim.*, v. 26, p. 1085-1111, 2013.
- LEDRU, M. P. et al. The Medieval Climate Anomaly and the Little Ice Age in the eastern Ecuadorian Andes. *Clim. Past.*, v. 9, p. 307-321, 2013.
- LEE, S. Y. et al. Southern Ocean wind response to North Atlantic cooling and the rise in atmospheric CO₂: Modeling perspective and paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, v. 26, PA1214, 2011.

- LIEBMANN, B. et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Clim.*, v. 12, p. 1877-1891, 1999.
- LIEBMANN, B. et al. Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. *J. Clim.*, v. 20, p. 2037-2050, 2007.
- LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of Sao Paulo, Brazil. *J. Clim.*, v. 14, n. 2, p. 208-218, 2001.
- LIRITZIS, Y. Evidence for periodicities in the auroral occurrence frequency since 300 AD and their implications. *Pure and Applied Geophysics*, v. 133, n. 2, p. 201-211, 1990.
- LOCOSSELLI, G. M.; SCHÖNGART, J.; CECCANTINI, G. Climate/growth relations and teleconnections for a *Hymenaea courbaril* (Leguminosae) population inhabiting the dry forest on karst. *Trees*, v. 30, n. 4, p. 1127-1136, 2016.
- LORENZ, E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Science Report 1, Statistical Forecasting Project, Department of Meteorology, MIT, 49 p., 1956.
- LÜDECKE, H. J.; WEISS, C. O.; HEMPELMANN, A. Paleoclimate forcing by the solar De Vries/Suess cycle. *Clim. Past Discuss.*, v. 11, p. 279-305, doi:10.5194/cpd-11-279-2015, 2015.
- MANN, M. E. Little Ice Age, Encyclopedia of Global Environmental Change. ISBN 0-471-97796-9, v. 1, p. 504-509, 2002.
- MANN, M. E. et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, v. 326, p. 1256-1260, 2009.
- MANTUA, N. J. et al. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, v. 78, p. 1069-1079, 1997.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, v. 58, p. 35-44, 2002.
- MARENGO, J. A. et al. On the onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *J. Clim.*, v. 14, n. 5, p. 833-852, 2001.
- MARENGO, J. A. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte do Brasil. In: *Clima e Recursos Hídricos 9*. Porto Alegre, Brasil: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, p. 117-156, 2003.
- _____. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theor. Appl. Climatol.*, doi:10.1007/s00704-004-0045-8, 2004.
- MARENGO, J. A. et al. Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Clim.*, v. 32, p. 1-21, 2012.

- MARSHALL, J. et al. The ocean's role in setting the mean position of the Inter-Tropical Convergence Zone. *Clim. Dyn.*, v. 42, n. 7, p. 1967-1979, 2014.
- MASSON-DELMOTTE, V. et al. Information from Paleoclimate Archives. In: Stocker, T. F. et al. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, U. K.: Cambridge University Press, 2013.
- MECHOSO, C. R.; LYONS, S.; SPAHR, J. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall in northeast Brazil. *J. Clim.*, v. 3, p. 812-826, 1990.
- MECHOSO, C. R. et al. The American monsoon systems: An introduction. In: CHANG, C. P.; WANG, B.; LAU, N. C. G. (eds.). *The global monsoon system: research and forecast*. Geneva: World Meteorological Organization, WMO/TD, n. 1266, 2005. p. 197-206.
- MILLER, G. H. et al. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophys. Res. Lett.*, v. 39, L02708, 2012.
- MO, K. C. Relationship between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Clim.*, v. 13, p. 3599-3610, 2000.
- MOBERG, A. et al. Highly variable northern hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, v. 433, p. 613-617, 2005.
- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. *Meteorology: The atmosphere and the science of weather*. Minneapolis: Burgess Publishing, 1986.
- MORETIN, P. A.; BUSSAB, W. O. *Estatística Básica*. 8 eds., 548 p., São Paulo: Saraiva, 2014.
- MORIOKA, Y.; TOZUKA, T.; YAMAGATA, T. On the growth and decay of the subtropical dipole mode in the South Atlantic. *J. Clim.*, v. 24, n. 21, p. 5538-5554, 2011.
- MOQUET, J. S. et al. Calibration of speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records against hydroclimate instrumental records in Central Brazil. *Global and Planetary Change*, v. 139, p. 151-164, 2016.
- NETO, J. L. S.. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 1, n. 1, 2005.
- NINOMIYA, K. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan.*, v. 62, p. 880-894, 1984.
- NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, v. 125, p. 279-291, 1997.
- _____. Linkages between Summer Rainfall Variability over South American and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Clim.*, v. 15, p. 1389-1407, 2002.

- NORTH, G. R. et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 699-706, 1982.
- NOVELLO, V. F., et al. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophys. Res. Lett.*, v. 39, L23706, doi:10.1029/2012GL053936, 2012.
- NOVELLO, V. F., et al. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific Reports*, v. 6, 24762, doi:10.1038/srep24762, 2016.
- OLIVEIRA, S. M. et al. Lacustrine sediments provide geochemical evidence of environmental change during the last millennium in southeastern Brazil. *Chemie der Erde*, v. 69, p. 395–405, 2009.
- PAMPUCH, L. A. *Características sinóticas e dinâmicas de períodos extremos secos sobre o sudeste do Brasil e sua relação com a TSM do Atlântico Sul*. 2014. 224 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- PENALBA, O.; RUSTICUCCI, M.; BENEDICTIS, L. Relationship between the occurrence of South American Low Level Jet and daily precipitation and temperature extreme events. *1º International CLIVAR Sciences Conference, USA*, 21-25 junho, 2004.
- PENNA, A. C. *Avaliação da Passagem de Frentes Frias na Região Sul de Minas Gerais com base em Cartas Sinóticas e Método Objetivo*. 2013. 51 f. Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal de Itajubá, 2013.
- PRADO, L. F.; WAINER, I.; CHIESSI, C. M. Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. *The Holocene*, v. 23, n. 12, p. 1915-1920, 2013.
- PRADO, L. F.; WAINER, I. Planetary-scale climatic indices and relationship between decadal variability of rainfall in northeastern and southern Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 31, n. 1, p. 31-41, 2013.
- QUADRO, M. F. L.; ABREU, M. L. Estudos de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul sobre a América do Sul. *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, v. 8, p. 620-623. Belo Horizonte. Anais ... 1994.
- RABATEL, A. et al. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *C. R. Geoscience*, v. 337, p. 1311-1322, 2005.
- RABATEL, A. et al. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, v. 70, p. 198- 212, 2008.
- RAMAGE, C. S. *Monsoon Meteorology*. Academic Press, p. 296, 1971.

- RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys. Res.*, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, 1996.
- REBOITA, M. S. et al. Southern Annular Mode Impacts in South America. *EGU General Assembly*, Vol. 11, EGU2009-10978-2, 2009.
- REBOITA, M. S. et al. Precipitation regimes in South America: a bibliography review. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.
- REUTER, J. et al. A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the Little Ice Age. *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, L21706, doi:10.1029/2009GL041051, 2009.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 2947-2957, 2000.
- ROBOCK, A. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, v. 38, n. 2, p. 191-219, 2000.
- RODIONOV, S. N. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, v. 31, L09204, doi:09210.01029/02004GL-019448, 012004, 2004.
- ROJAS, M. et al. The South American monsoon variability over the last millennium in climate models. *Clim. Past.*, v. 12, p. 1681-1691, 2016.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 1606-1626, 1987.
- SANSIGOLO, A. S. Variabilidade Interanual da estação chuvosa em São Paulo. *Climanálise*, v. 4, n. 9, 1989.
- SATYAMURTY P.; NOBRE C. A.; SILVA DIAS; P. L. South America. In: Karoly D, Vincent DG (ed.) *Meteorology of the southern hemisphere*. Meteorol Monogr 27, 119–139, 1998.
- SCHMIDT, G. A. et al. Climate Forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0). *Geoscientific Model Development*, v. 4, p. 33-45, 2011.
- SCHMIDT, G. A. et al. Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1.1). *Geoscientific Model Development*, v. 5, p. 185-191, 2012.
- SCHMIDT, G. A. et al. Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 6, p. 141-184, 2014.
- SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, v. 513, doi:10.1038/nature13636, p. 45-53, 2014.

- SCHWABE, M. Sonnenbeobachtungen im Jahre 1843. Von Herrn Hofrath Schwabe in Dessau. *Astronomische Nachrichten*, v. 21, p. 233, 1844.
- SETH, A.; ROJAS, M.; RAUSCHER, S. A. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American monsoon. *Clim. Change*, v. 98, p. 331-357, 2010.
- SIERRA, J. P.; ARIAS, P. A.; VIEIRA, S. C. Precipitation over Northern South America and its seasonal variability as simulated by the CMIP5 models. *Adv. Meteor.*, p. 1-22, 2015.
- SILVA, A. E. *Variabilidade da circulação e transporte de umidade no regime de monção da América do Sul*. 2009. 137 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2009.
- SILVA, A. E.; CARVALHO, L. M. V. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). *Atmos. Sci. Lett.*, v. 8, p. 51-57, 2007.
- SILVA, L. J.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. Relação da Passagem de Frentes Frias na Região Sul de Minas Gerais (RSMG) com a Precipitação e Eventos de Geadas. *Revista Brasileira de Climatologia*, v.14, n. 10, p.232-235, 2014.
- SUESS, H. E. The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. *Radiocarbon*, v. 22, n. 02, p. 200-209, 1980.
- SILVA DIAS, M. A. F. et al. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context. *J. Geophys. Res.*, v. 107, D20, LBA, p.46.1-46.23, 2002.
- SILVA DIAS, M. A. F. et al. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. *Clim. Change*, v. 116, doi:10.1007/s10584-012-0504-7, p. 705-722, 2013.
- SILVA DIAS, P. L.; MARENGO, J. A. Águas atmosféricas. *Águas doces do Brasil*, 1999.
- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; MARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci.*, v. 40, p. 2689-2707, 1983.
- SILVA DIAS, P. L. et al. Mid-Holocene Climate of Tropical South America: A Model-Data Approach. In: Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (eds.). *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Springer, Chapter 11, p. 259-281, 2009.
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, v. 106, n. D7, p. 7183-7192, 2001.
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J., MEEHL, G. A. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorology Society*, p. 485-498, 2012.
- THOMPSON, L. G. et al. A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, v. 229, p. 971-973, 1985.

- THOMPSON, L. G. et al. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, v. 234, p. 361–364, 1986.
- TORRENCE, C., COMPO GP. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 19, n. 2, p. 61-78, 1998.
- TORRES, R. R. Análise e modelagem dos distúrbios ondulatórios de leste que atuam na costa leste do nordeste do Brasil. 2008. Tese (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.
- TRENBERTH, K. E. Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 112, n. 2, p. 326-332, 1984.
- TRENBERTH, K. E. The definition of el nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.
- VALVERDE, M.; MARENGO, J. Cenário futuro de circulação atmosférica para a climatologia 2011-2040, derivado de uma média multi-model das simulações dos modelos do IPCC AR4. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 15., São Paulo. Anais... 2008.
- VAN HULLE, M. M. Self-organizing maps. In: Handbook of Natural Computing. Springer Berlin Heidelberg, p. 585-622, 2012.
- VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J. A.; RAO, V. B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre as chuvas de monção da América do Sul. *Rev. Bras. Meteor.*, v. 17, n. 2, p. 181-194, 2002
- VELLINGA, M.; WU, P. Low-latitude freshwater influence on centennial variability of the Atlantic Thermohaline Circulation. *J. Clim.*, v. 17, p. 4498-4511, 2004.
- VENANCIO, I. M. et al. Surface-to-subsurface temperature variations during the last century in a western boundary upwelling system (Southeastern, Brazil). *Continental Shelf Research*, v. 125, p. 97-106, 2016.
- VERA, C. S. et al. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. *J. Clim.*, v. 17, p. 1741-1753, 2004.
- VERA, C. et al. Towards a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Clim.*, v. 19, n. 20, p. 4977-5000, 2006a.
- VERA, C. et al. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 13, 2006b.
- VILLALBA, R. Climatic fluctuations in northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quaternary Research*, v. 34, p. 346-360, 1990.
- _____. Tree-ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in Southern South America. *Clim. Change*, v. 26, p.183-197, 1994.
- von STORCH, H. et al. Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, v. 306, p. 679-682, 2004.

- VUILLE, M. et al. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Clim. Past*, v. 8, p. 1309–1321, DOI:10.5194/cp-8-1309-2012, 2012.
- WAINER, I. et al. Reconstruction of the South Atlantic Subtropical Dipole index for the past 12,000 years from surface temperature proxy. *Scientific reports*, v. 4, 2014.
- WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, v. 109, p. 785-810, 1981.
- WANNER, H. et al. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, v. 30, n. 21, p. 3109-3123, 2011.
- WATANABE, S. et al. MIROC-ESM: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geosci. Model Dev. Discuss.*, v. 4, p. 1063-1128, 2011.
- WEAVER, A. J. et al. Stability of the Atlantic meridional overturning circulation: A model intercomparison. *Geophys. Res. Lett.*, v. 39, n. 20, 2012.
- WENG, H. Y.; LAU, K. M. Wavelet, period-doubling and time-frequency localization with application to satellite data analysis. *J. Atmos. Sci.*, v. 51, p. 2523-2541, 1994.
- WILKS, D. S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 2nd Ed. International Geophysics Series, Vol. 59, Academic Press, 627 p., 2006.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan.*, v. 55, n. 2, p. 205-207, 1977.
- YAN, H. et al. Dynamics of the intertropical convergence zone over the western Pacific during the Little Ice Age. *Nature Geosci.*, v. 8, doi:10.1038/NGEO2375, p. 315-320, 2015.
- YIN, L., FU, R., SHEVLIKOVA, E., DICKINSON, R. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? *Clim. Dyn.*, p. 1-17. DOI:10.1007/s00382-012-1582-y, 2013.
- YUKIMOTO, S. et al. Technical report of the Meteorological Research Institute, v. 64, 83 p., 2011.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a Monsoon Climate Exist Over South America? *J. Clim.*, v.11, n.5, p.1020-1040, 1998.

Apêndice A. Diagrama de Taylor.

O DT consiste em uma forma gráfica de representar a similaridade entre os dados modelados e observados, através das métricas de correlação (r), desvio padrão observado e modelado (s_x e s_y) e a raiz do erro médio quadrático (RMS). A chave para construir este diagrama é encontrar uma relação entre os três parâmetros, de forma que apenas dois deles são livres. Segundo Taylor (2001), tais parâmetros guardam uma relação (eq. A.2) similar à lei dos cossenos (eq. A.1):

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab\cos(\gamma) \quad (\text{A.1})$$

$$RMS^2 = s_y^2 + s_x^2 - 2s_y s_x r \quad (\text{A.2})$$

onde a , b e c são os lados de um triângulo e γ o ângulo oposto ao lado c .

Assim, com estas definições é possível construir um diagrama que quantifica estatisticamente o grau de similaridade entre dois campos. A variável observada é denominada de Referência. A Figura A.1 mostra um DT plotado um campo referência (representado pelo círculo) e um modelado (representado pelo x). As distâncias radiais da origem até os pontos são proporcionais aos desvios padrões, as posições azimutais dão o coeficiente de correlação entre os dois campos e as linhas radiais a partir do ponto de referência, marcadas pelo cosseno do ângulo feito com a abscissa, indicam a RMS. Vale destacar que todas as estatísticas devem ser normalizadas pelo desvio padrão da observação.

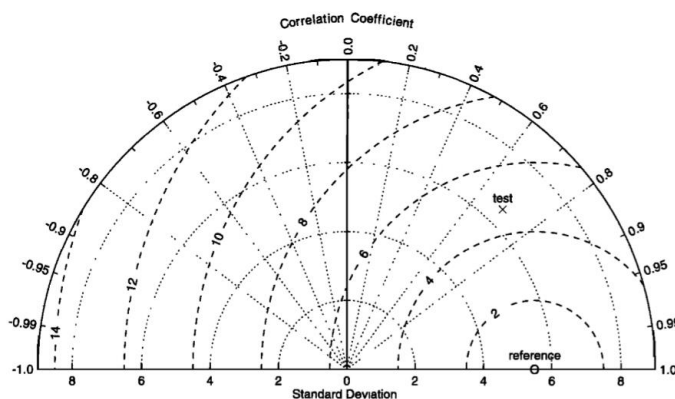


Figura A.1. Exemplo de um Diagrama de Taylor. Figura extraída de Taylor (2001).

Apêndice B. Funções Ortogonais Empíricas (EOF)

Antes de iniciar os cálculos da EOF, foi necessário aplicar um tratamento em cada ponto de grade das variáveis. Este tratamento consiste na remoção da tendência linear e do ciclo anual das variáveis utilizadas. A remoção da tendência foi feita através da subtração da tendência calculada ($y_1 = y - y(t)$) pelo método da regressão linear (eq. B.1) aplicado na série temporal de cada ponto de grade (y):

$$y(t) = a + bt, \quad (\text{B.1})$$

onde $y(t)$ é o valor predito da série temporal; t o índice do tempo; a o valor de $y(t)$ quando b é zero e b é o coeficiente angular da reta.

Após a remoção da tendência linear, foi feita a normalização dos dados pelo desvio padrão (eq. B.2). A última etapa do tratamento dos dados foi a remoção do ciclo anual que foi feita pela subtração da climatologia mensal (eq. B.3), em cada ponto de grade, obtendo a série de anomalias. De cada valor mensal da série foi subtraído a média climatológica daquele mês (eq. B.4), obtendo a série de entrada (y') da análise de EOF.

$$y_2(i, j) = \frac{y_1(i, j) - \bar{y}_1(i, j)}{\sigma}, \quad (\text{B.2})$$

$$\bar{y}_2(j) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_2(i, j), \quad (\text{B.3})$$

$$y'(i, j) = y_2(i, j) - \bar{y}_2(j), \quad (\text{B.4})$$

onde $\bar{y}_2(j)$ representa a média climatológica para cada mês j ; i o número de anos e σ é o desvio padrão da série.

Após o tratamento da série de dados, foi iniciado a análise de EOF de acordo com o método de Björnsson e Venegas (1997) e Hannachi (2004). Sendo $Y'(t, lat, lon)$ a matriz de dados original variando no tempo (t), latitude (lat) e longitude (lon), é necessário transformar esta matriz em uma nova matriz bidimensional ($t \times p$) variando apenas no tempo e pontos de grade (p). A partir dela, calcula-se a matriz de covariância S dada por:

$$S = \frac{1}{(n-1)} \mathbf{Y}' \mathbf{Y}'^T, \quad (\text{B.5})$$

onde \mathbf{Y}' é a matriz bidimensional; \mathbf{Y}'^T é a matriz transposta de \mathbf{Y}' e \mathbf{S} é a matriz de covariância simétrica ($p \times p$) entre os pontos de grade, com a diagonal sendo a variância dos próprios pontos.

Para maximizar a variância explicada pelas combinações lineares entre os pontos de grade é necessário encontrar uma direção $\mathbf{v} = (v_1, \dots, v_p)^T$ tal que a série temporal ($\mathbf{Y}' \mathbf{v}$) tenha a máxima variabilidade (HANNACHI, 2004):

$$\text{var}(\mathbf{Y}' \mathbf{v}) = \frac{1}{(n-1)} (\mathbf{Y}' \mathbf{v})^T (\mathbf{Y}' \mathbf{v}) = \mathbf{v}^T \mathbf{S} \mathbf{v}, \quad (\text{B.6})$$

Para tornar o problema limitado, normalmente é exigido que o vetor \mathbf{v} seja unitário, para isso

$$\mathbf{v}^T \mathbf{v} = \mathbf{I}, \quad (\text{B.7})$$

A solução de (B.7) é um problema de autovalor. Neste caso é necessário encontrar os autovalores (λ ; eq.B.8) e seus autovetores (\mathbf{v} ; eq. B.9) associados (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997; HANNACHI, 2004), resolvendo o sistema de equações:

$$|\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}| = 0, \quad (\text{B.8})$$

$$\mathbf{S} \mathbf{v} = \lambda \mathbf{v}, \quad (\text{B.9})$$

onde $\mathbf{I}_{p \times p}$ é a matriz identidade; $\lambda_{p \times p}$ a matriz diagonal contendo os autovalores de \mathbf{S} e $\mathbf{v}_{p \times 1}$ os autovetores.

Define-se a EOF como sendo o padrão espacial estacionário da decomposição fornecidas pelos autovetores da matriz \mathbf{S} , logo o i -ésimo vetor v_i vem a ser a i -ésima EOF e serão ordenadas de acordo com o tamanho dos autovalores associados, já que $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p$ (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997; HANNACHI, 2004). O coeficiente de expansão da EOF (série temporal; c_{txp}), é dado pela projeção dos campos de anomalia nos autovetores calculados, de tal forma que o i -ésimo valor de c é:

$$c_i = \mathbf{Y}' v_i, \quad (\text{B.10})$$

Como a matriz de covariância é definida positiva, já que Y' é real, todos os autovalores também são positivos e fornecem a medida da variância explicada por cada modo i a ele associado:

$$var(i) = \frac{100\lambda_i}{\sum_{i=1}^p \lambda_i} \% \quad (\text{B.11})$$

Apêndice C. Transformada de Ondeleita (TO)

A formulação matemática da transformada utilizada, assim como sua significância estatística, segue a metodologia proposta por Torrence e Compo (1998). A TO baseia-se no princípio da convolução da série de estudo $f(t)$, no domínio do tempo, para uma nova função que possui diferentes escalas de frequência e tempo, assim é possível determinar os modos de variabilidade dominantes e como eles variam de acordo com o tempo dos dados. A grande melhoria da TO, quando comparadas às análises espectrais através da Transformada de Fourier (TF), decorre do fato de que a TO decompõe a série original em um espectrograma (tempo-frequência), permitindo a localização no tempo de sinais não-estacionários, i.e., algumas variações da série podem ocorrer em um curto período de tempo, assim este efeito será mascarado na TF, mas aparece na TO, mesmo se tiver magnitude pequena (WENG; LAU, 1994; TORRENCE; COMPO, 1998).

As funções ondeletas $\psi_{j,k}(t)$ da transformada são definidas como:

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0 \left(\frac{t-k}{j} \right), j > 0 \quad (\text{C.1})$$

onde j é o parâmetro de dilatação; k é o parâmetro de translação; $\psi_0(t)$ é denominada de *ondeleta-mãe*, i.e., a função dominante da transformação; o fator \sqrt{j} é a normalização da energia, mantendo a energia das ondeletas igual à energia da ondeleta-mãe (WENG; LAU, 1994).

A TO de uma função $f(t)$ pode ser definida como uma integral de convolução, entre a função e as ondeletas:

$$W_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=1}^N f(t) \psi_0^* \left(\frac{t-k}{j} \right) dt \quad (\text{C.2})$$

com ψ_0^* indicando o complexo conjugado das ondeletas $\psi_{j,k}(t)$ (WENG; LAU, 1994; TORRENCE; COMPO, 1998)

A ondeleta-mãe deve ser quadraticamente integrável no tempo e espaço, com energia finita e média zero (condição de admissibilidade). Uma função adequada para capturar as variações nas periodicidades dos sinais é a ondeleta complexa de Morlet

(WENG; LAU, 1994), devido ao seu grande número de oscilações, ela é definida como:

$$\psi_0(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (\text{C.3})$$

A função de Morlet consiste em uma onda plana, na forma de exponencial complexa, modulada por uma curva gaussiana, no qual ω_0 é o parâmetro da ondeleta e tem valor $\omega_0 = 6$ para satisfazer as condições de admissibilidade (TORRENCE; COMPO, 1998). Assim, a TO utilizando a função de Morlet fica da seguinte forma:

$$W_{j,k} \left(\frac{t-k}{j} \right) = \frac{\pi^{-\frac{1}{4}}}{\sqrt{j}} \int_{t=-\infty}^{+\infty} f(t) e^{i\omega_0 \left(\frac{k-t}{j} \right)} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{t-k}{j} \right)^2} dt \quad (\text{C.4})$$

Assim, a variância da série temporal (ou espectro de potência), em cada escala de tempo st , pode ser obtida através do quadrado da amplitude $|W_{j,k}|^2$. Após a definição da função de ondeleta, é necessário escolher um conjunto de escalas para usar a TO de Morlet. Para a onda de Morlet é conveniente expressar as escalas como derivadas da potência de dois, pois é uma função contínua (TORRENCE; COMPO, 1998), ou seja:

$$st_j = st_0 2^{j\delta j}, j = 0, 1, \dots, J \quad (\text{C.5})$$

$$J = \delta j^{-1} \log_2 \left(\frac{N\delta j}{st_0} \right), \quad (\text{C.6})$$

onde st_0 é a menor escala resolvível e J determina a maior escala da transformada. A menor escala pode ser igual à $2\delta j$, e o maior valor de δj que continua a dar uma amostragem adequada é de $\delta j = 0,5$ para a ondeleta de Morlet. Quanto menor δj , mais fina é a resolução do espectrograma da ondeleta.

O espectro de potência global da ondeleta pode ser obtido através da média temporal (em cada escala s) da potência da TO (TORRENCE; COMPO, 1998), i.e.:

$$\bar{W}^2(s) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} |W_i(s)|^2 \quad (\text{C.7})$$

Devido a autocorrelação das séries temporais, a TO em um determinado ponto no tempo sempre irá conter informações acerca dos tempos vizinhos. Se a ondeleta estiver centrada próximo ao início ou final da série pode ocorrer erros na borda.

Portanto, define-se o cone de influência da TO como a região do espectrograma de ondeletas fora dos efeitos de borda. Este cone é dado pela área onde a potência da ondeleta sofre um decaimento no fator de e^{-2} (TORRENCE; COMPO, 1998; GRINSTED et al., 2004)

A significância dos picos do espectro de potência global da ondeleta é determinado assumindo o espectro do ruído vermelho, calculado o nível de confiança de 95% através da distribuição chi-quadrado. Torrence e Compo (1998) propõe que a o ruído vermelho seja estimado através da expressão:

$$\frac{\alpha_1 - \sqrt{\alpha_2}}{2} \quad (\text{C.8})$$

com α_1 e α_2 sendo a autocorrelação para cada série temporal defasada no tempo 1 e 2 (lag-1 e lag-2), respectivamente.

Apêndice D. Análise de Agrupamento (análise de *cluster* - AC).

A análise de agrupamento trata de separar os dados em grupos cujas identidades não são conhecidas antecipadamente. Em geral, na AC, mesmo o número correto de grupos nos quais os dados devem ser agrupados não é conhecido antes do tempo. Ao contrário, é o grau de semelhança e diferença entre as observações que definem os grupos e atribui cada ponto a um determinado grupo. Assim, os agrupamentos devem ser constituídos por pontos separados por pequenas distâncias, em relação às distâncias entre os clusters (WILKS, 2006). Para isso, há uma grande variedade de definições de distância que podem ser utilizadas, e o agrupamento depende fortemente da métrica utilizada. Segundo Wilks (2006), para realizar a classificação dos pontos em agrupamentos, é necessária uma medida de similaridade e um método de agrupamento.

A medida de distância mais utilizadas nesta técnica é a distância Euclidiana no espaço k -dimensional dos vetores de dados x . No entanto, se uma ou mais variáveis de x contém grandes *outliers* pode ser melhor usar pesos que sejam recíprocos das variações de cada uma das variáveis, ao invés de fixar os pesos conforme a distância Euclidiana (WILKS, 2006). Uma alternativa para contornar este problema é utilizar a forma geral da distância Euclidiana, conhecida como métrica de Minkowski:

$$d_{i,j} = \left[\sum_{k=1}^K w_k |x_{i,k} - x_{j,k}|^\lambda \right]^{\frac{1}{\lambda}}, \lambda \geq 1 \quad (\text{D.1})$$

onde w_k é o peso de cada variável. Para $w_k = 1$ e $\lambda = 2$ a equação (D.1) torna-se a distância Euclidiana ordinária. Para $\lambda = 1$ a equação é conhecida como distância *city-block*. Neste trabalho a distância utilizada foi a *city-block*, pois o efeito de grandes *outliers* não é amortecido, fator importante a ser considerado já que a técnica foi aplicada em dados de precipitação.

Tendo escolhido a medida de similaridade, é necessário escolher um método de agrupamento. Existem dois tipos principais de agrupamentos: os hierárquicos e os não-hierárquicos. A principal desvantagem dos métodos hierárquicos é que uma vez

que um vetor de dados x tenha sido atribuído a um determinado grupo, ele vai permanecer no mesmo grupo até o final do agrupamento, não permitindo realocar pontos mal agrupados inicialmente (WILKS, 2006). Assim, a principal vantagem do método não-hierárquico é a permissibilidade de reagrupar os dados, mesmo após eles serem atribuídos a um determinado grupo.

Segundo Wilks (2006), a abordagem mais utilizada em agrupamentos não-hierárquicos é o método *k-means*. Este método refere-se ao número de grupos e não à dimensão do vetor de dados, já que pressupõe o número final de clusters que se deseja alcançar antes de iniciar o agrupamento. O algoritmo *k-means* pode começar a partir de uma partição aleatória dos n vetores de dados nos G grupos pré-especificados, assim o algoritmo segue as próximas etapas:

- 1) os pontos atribuídos aos G grupos são tomados como centroides dos clusters;
- 2) G clusters são criados e cada dado é atribuído ao centroide mais próximo de acordo com o método de distância escolhido;
- 3) dentro de cada cluster são recalculados os centroides e repete o passo (2);
- 4) os passos (2) e (3) são repetidos até que haja uma convergência, i.e., os centroides não mudem, desta forma os clusters estão definidos e a AC termina.

Apêndice E. Função Generalizada de Valores Extremos (GEV)

A distribuição de valores extremos é usualmente entendida como relacionada à descrição do comportamento dos m maiores valores. Esses dados são extremos no sentido de serem excepcionalmente grandes e também raros (WILKS, 2006). A teoria das estatísticas de valores extremos (Teorema dos Tipos Extremos - COLES, 2001) afirma que as m maiores observações independentes de uma distribuição fixa seguirá uma distribuição conhecida à medida que m aumenta, independentemente da distribuição a partir da qual as observações chegaram (COLES, 2001; WILKDS, 2006). A teoria e a abordagem podem ser aplicadas às distribuições dos valores mínimos (os menores de m observações) através da análise da variável $-X$.

Quando se está interessado na análise de valores extremos há três tipos de distribuições estatísticas comumente utilizadas: Gumbel, Frechet e Weibull. Cada uma das distribuições possui formas distintas de comportamento e isso acarreta em representações bastante diferentes do comportamento dos valores extremos (COLES, 2001). Coles (2001) sugere que uma melhor análise dos valores extremos pode ser obtida através da junção das três distribuições citadas anteriormente. Esta nova função foi denominada como a função generalizada de valores extremos (GEV), cuja função densidade de probabilidade (PDF) possui a seguinte forma

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} \left[1 + \frac{\kappa}{\sigma} (x - \mu) \right]^{1 - \frac{1}{\kappa}} \exp \left\{ - \left[1 + \frac{\kappa}{\sigma} (x - \mu) \right]^{-\frac{1}{\kappa}} \right\}, & \kappa \neq 0 \\ \frac{1}{\sigma} \exp \left(- \frac{(x - \mu)}{\sigma} \right) \exp \left\{ - \exp \left[- \frac{(x - \mu)}{\sigma} \right] \right\}, & \kappa = 0 \end{cases} \quad (\text{E.1})$$

onde μ é o parâmetro de localização ou mudança; σ é o parâmetro de escala e κ o parâmetro de forma e a condição de existência é dada por $1 + \frac{\kappa(x - \mu)}{\sigma} > 0$. As equações E.1 podem ser integradas analiticamente, fornecendo a função de distribuição cumulativa (FDC):

$$F(x) = \begin{cases} \exp\left\{-\left[1 + \frac{\kappa}{\sigma}(x - \mu)\right]^{-\frac{1}{\kappa}}\right\}, & \kappa \neq 0 \\ \exp\left\{-\exp\left[-\frac{(x - \mu)}{\sigma}\right]\right\}, & \kappa = 0 \end{cases} \quad (\text{E.2})$$

Quando κ se aproxima de zero, a GEV assume a forma da função Gumbel (ou Fisher-Tippett tipo I) conforme descrito nas equações acima. Já para $\kappa > 0$ ($\kappa < 0$) a equação (E.1a) assume a forma da distribuição de Frechet (Weibull), ou Fisher-Tippett tipo II (Fisher-Tippett tipo III; WILKDS, 2006).

A aplicação da GEV foi através da função “gevfit” do MatLab, a qual retorna as estimativas de máxima probabilidade dos parâmetros da função GEV, assim como o intervalo de confiança dessas estimativas (SILVA DIAS et al., 2013).

Anexo I. Algoritmo de Rodionov (2004)

O algoritmo de Rodionov (2004) é dividido em sete etapas:

1) escolha o comprimento de corte dos regimes l (e.g., tipicamente $l = 10$ anos para a mudança da PDO; RODIONOV, 2004) a ser determinado para a variável X . O parâmetro l é semelhante ao ponto de corte da filtragem passa-baixa.

2) determinar a diferença $diff$ entre os valores médios de dois regimes subsequentes de comprimento l , os quais seriam estatisticamente significativos de acordo com o teste t de Student:

$$diff = t \sqrt{\frac{2\sigma_l^2}{l}}, \quad (1.1)$$

onde t é o valor da distribuição t -Student com $2l - 2$ graus de liberdade para definir a probabilidade p . Supondo que a variância dos dois regimes sejam a mesma e igual à variância média σ_l^2 para a execução de intervalos de l -anos na série temporal da variável X .

3) calcular a média \bar{x}_{R1} dos l valores iniciais da variável X como uma estimativa para o regime R1, e fazer uma estimativa dos valores que devem ser alcançados nos l anos subsequentes para se qualificar uma mudança para o regime R2:

$$\bar{x}'_{R2} = \bar{x}_{R1} \pm diff, \quad (1.2)$$

4) para cada novo valor de partida com ano $i = l + 1$, deve-se checar se é maior do que $\bar{x}_{R1} + diff$ ou menor do que $\bar{x}_{R1} - diff$. Se a média não exceder o intervalo, assume-se que o regime atual não mudou. Neste caso, recalcula-se a média \bar{x}_{R1} para incluir os valores de x_i . Se o novo valor x_i exceder o intervalo proposto, este ano é considerado como um possível ponto de partida j do novo regime R2.

5) quando o ponto de partida da mudança de regime é estabelecido, cada novo valor de x_i , com $i > j$, é usado para confirmar ou rejeitar a hipótese nula de uma mudança de regime no ano j . Se a anomalia $x_i - \bar{x}'_{R2}$ tem o mesmo sinal do que a anomalia no tempo da mudança de regime, a confiança de que a mudança ocorreu é aumentada. O oposto é verdadeiro se as anomalias tiverem sinais contrários. Esta

mudança na confiança da transição de regime em $i = j$ é refletiva no valor do Índice de Mudança de Regime (IMR), que é uma soma cumulativa das anomalias normalizadas:

$$IMR_{i,j} = \sum_{i=j}^{j+m} \frac{x_i^*}{l\sigma_l}, m = 0, 1, \dots, l - 1. \quad (1.3)$$

com $x_i^* = x_i - \bar{x}'_{R2}$ se a mudança é para cima, ou $x_i^* = \bar{x}'_{R2} - x_i$ se a mudança é para baixo. Se em qualquer momento, a partir de $i = j + 1$ até $i = j + l - 1$, o valor do IMR tornar-se negativo a etapa 6 deve ser seguida, se não o próximo passo será a etapa 7.

6) o valor negativo do IMR indica que o teste para a mudança de regime no ano j falhou. Neste caso deve-se atribuir o valor zero para o IMR e recalculer o valor médio \bar{x}_{R1} para incluir o valor x_j e continuar testando os valores x_i , $i = j + 1$, assim como feito na etapa 4.

7) o valor positivo do IMR indica que a mudança de regime no ano j é significativa no nível de confiança p . Para isso, calcular o valor médio atual para o novo regime \bar{x}'_{R2} , o qual se tornará a nova média para o teste de hipótese continuar, i.e., \bar{x}_{R1} passa a ser o valor de \bar{x}'_{R2} . A busca pela próxima mudança para o regime R3 começa a partir do ano $i = j + 1$ e retorna à etapa 4. Desta forma, os cálculos continuam em um *loop* do passo 4 ao 7 até que todos os dados da variável X sejam processados.

Anexo II. Diferença do vento zonal entre os períodos estudados

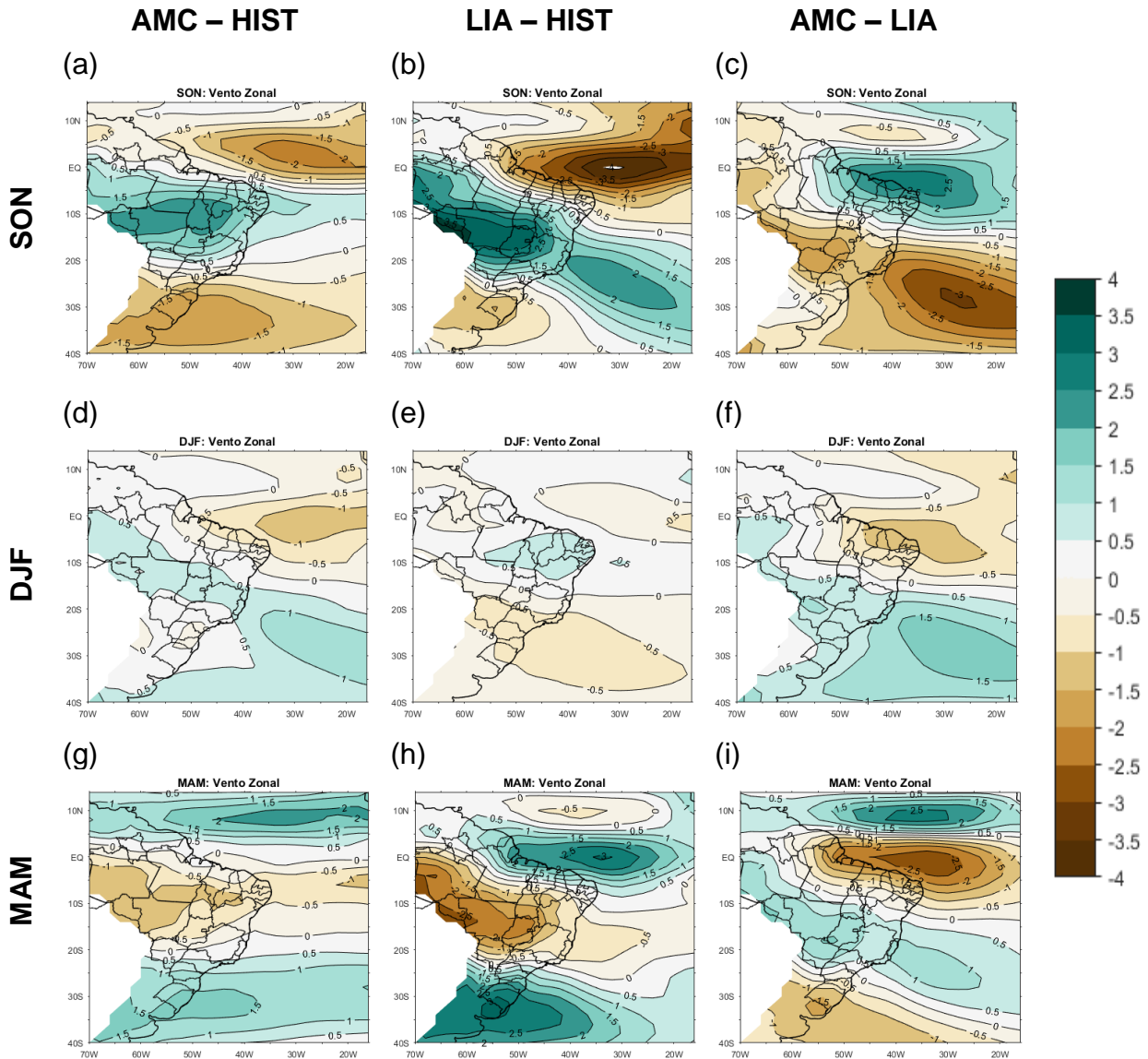


Figura II.1. Diferença sazonal do vento zonal $[m.s^{-1}]$ entre os períodos AMC-HIST (primeira coluna), LIA-HIST (segunda coluna) e AMC-LIA (terceira coluna).

Anexo III. Tabelas de correlação entre os índices de extremos e os índices de baixa frequência

Tabela III.1. Correlação entre os indicadores de extremos e os índices de variabilidade de baixa frequência durante os eventos AMC (a) e LIA (b), para a região R1. Apenas os valores significativos ao nível de confiança de 95% são mostrados, células sombreadas representam correlações acima ou abaixo de 0,20. A estação seca (chuvosa) é representada pelo índice d (w).

	AMC					
	μ_w	p_{w95}	p_{w99}	μ_d	p_{d95}	p_{d99}
LIS	0,23	0,15	-0,30	-0,28	0,24	0,54
ZCS	0,10	0,30	0,08	0,24	-0,06	-0,22
PSA1	0,08	0,14		-0,18	-0,07	-0,26
PSA2	-0,09	0,12		0,20		
QBO	0,08	-0,35	-0,31		-0,40	-0,21
AMO		-0,30	0,31	0,20	-0,12	-0,40
SASD	0,17		-0,13	0,08	0,06	-0,05
TNA	0,25	0,11		-0,16	-0,07	
TSA	0,44	0,41	-0,29	-0,49	-0,10	0,34
N34	0,44	0,42	-0,32	-0,30	-0,06	0,22

Tabela III.1. (Continuação).

	LIA					
	μ_w	p_w95	p_w99	μ_d	p_d95	p_d99
LIS	0,36	0,39	0,18	0,08	0,04	0,05
ZCS	-0,07	-0,18	-0,05	0,23	0,24	
PSA1	-0,16		-0,16	0,10	0,17	-0,16
PSA2	-0,09	0,30	0,23	-0,13	0,08	
QBO	-0,16	-0,26	-0,15	0,27	-0,21	-0,18
AMO		-0,19	-0,10	0,44		
SASD	0,20	0,06	0,09		-0,04	0,21
TNA	0,28	0,26	0,08	0,10		0,27
TSA	0,40	0,40	0,04	0,05	0,05	0,13
N34	0,41	0,29	-0,04	0,10	0,07	0,10

Tabela III.2. Igual à Tabela III.1, mas para a R2.

(a)		AMC					
	μ_w	p_w95	p_w99	μ_d	p_d95	p_d99	
LIS	0,27	0,11	-0,15	-0,50	0,41	0,34	
ZCS	0,21	0,19	-0,11	0,23	0,07		
PSA1		-0,27	-0,22	-0,18	0,07	0,26	
PSA2	0,18		-0,21	-0,05	0,06	-0,13	
QBO	-0,08	-0,12	-0,06	0,28	-0,38	-0,21	
AMO		0,09	0,16	0,29	-0,16	-0,26	
SASD		-0,19	0,20	0,09	0,15	0,38	
TNA	0,21	-0,20		-0,26	0,14	0,05	
TSA	0,25	-0,44	-0,25	-0,66	0,22	0,29	
N34	0,28	-0,40	-0,32	-0,43	0,30	0,38	

(b)		LIA					
	μ_w	p_w95	p_w99	μ_d	p_d95	p_d99	
LIS		0,44	0,40	0,17	-0,07	0,20	
ZCS	0,17	-0,27	-0,09	0,26	0,25		
PSA1	-0,12	-0,23	-0,23	0,05	-0,04	-0,13	
PSA2	-0,20	0,15	0,22	-0,15	0,16	-0,06	
QBO		-0,15	-0,15	0,25	-0,35	-0,42	
AMO	-0,19	-0,26		0,37	0,13	-0,08	
SASD	0,15	0,13	0,23	0,13	-0,21		
TNA		0,10	0,24	0,14			
TSA		0,16	0,26	0,13		0,04	
N34		0,11	0,19	0,13			

Tabela III.3. Igual à Tabela III.1, mas para a R3.

(a)		AMC					
	μ_w	p_w95	p_w99	μ_d	p_d95	p_d99	
LIS	0,42	0,26	-0,12	-0,21	-0,28	-0,15	
ZCS		0,05		0,29	0,25	-0,14	
PSA1	0,05	-0,12	-0,20	0,08	0,08		
PSA2	0,09	0,14			0,16	0,05	
QBO	0,15	-0,18	-0,25	0,41		-0,15	
AMO	-0,17	-0,20		0,23	0,27	-0,20	
SASD		-0,16			0,29	0,23	
TNA	0,09	-0,16	-0,07	0,10		-0,28	
TSA	0,29	-0,14	-0,22	-0,12	-0,20	-0,13	
N34	0,32	-0,12	-0,30			-0,11	

(b)		LIA					
	μ_w	p_w95	p_w99	μ_d	p_d95	p_d99	
LIS	0,06	0,14		0,34	-0,35	-0,30	
ZCS	0,18	-0,04	-0,16	0,13	-0,05		
PSA1	-0,30	-0,10	0,15	-0,08	-0,05	-0,12	
PSA2	-0,11		0,04		0,04		
QBO	0,04	-0,08		0,20	0,07		
AMO	-0,12	-0,22	-0,17	0,15	-0,07		
SASD	0,26	0,24	0,11	0,18	-0,09	-0,15	
TNA	-0,09	-0,16		0,17	-0,36	-0,30	
TSA	-0,20	-0,17	0,04	0,25	-0,42	-0,31	
N34	-0,15	-0,19		0,18	-0,37	-0,31	

Tabela III.4. Igual à Tabela III.1, mas para a R4.

(a)		AMC					
	μ_w	p_{w95}	p_{w99}	μ_d	p_{d95}	p_{d99}	
LIS	0,22	0,55	0,35	-0,10	-0,15		
ZCS		0,10	0,07	0,05	0,19	0,16	
PSA1		0,14	-0,14		-0,29	-0,33	
PSA2		0,29	0,21	-0,06		0,20	
QBO	0,10		-0,06	0,29	-0,09	-0,06	
AMO	0,26	-0,49	-0,51	-0,06	0,17	-0,10	
SASD	-0,17	-0,10			0,41	-0,06	
TNA	-0,09	-0,11	-0,22			-0,07	
TSA	-0,38	0,28	0,13	0,10	-0,24		
N34	-0,32	0,24	0,06	0,16	-0,12	0,13	

(b)		LIA					
	μ_w	p_{w95}	p_{w99}	μ_d	p_{d95}	p_{d99}	
LIS	0,11	-0,06	-0,16		-0,27	-0,23	
ZCS	0,15	0,09	0,04	0,22		-0,20	
PSA1	-0,37			-0,17	0,19	0,05	
PSA2	-0,08	-0,16	-0,14	-0,06		-0,10	
QBO	0,06	0,29	0,15	0,10	-0,06	-0,07	
AMO		0,15	-0,09	0,26		-0,18	
SASD	0,37	0,05	-0,11	-0,05		0,24	
TNA		-0,22	-0,38	-0,10	-0,14	-0,34	
TSA	-0,13	-0,32	-0,39	-0,07	-0,21	-0,42	
N34	-0,09	-0,22	-0,24	-0,10	-0,13	-0,45	

Tabela III.5. Igual à Tabela III.1, mas para a R5.

(a)		AMC					
	μ_w	p_w95	p_w99	μ_d	p_d95	p_d99	
LIS		0,30	0,34	-0,21		-0,08	
ZCS	-0,06	-0,10		0,16	-0,33	-0,24	
PSA1	0,09	-0,29	-0,24	-0,19	0,07	-0,11	
PSA2	-0,05	0,08	0,24		0,10		
QBO	0,11		-0,25	0,35	0,43	0,28	
AMO	0,22	-0,22	-0,35	0,25	-0,11	-0,14	
SASD	-0,10	0,43	0,15	0,17			
TNA	-0,14	-0,19	0,05	-0,12	-0,21	-0,10	
TSA	-0,27		0,19	-0,37		0,12	
N34	-0,19		0,13	-0,22	-0,08	-0,08	

(b)		LIA					
	μ_w	p_w95	p_w99	μ_d	p_d95	p_d99	
LIS	0,04	0,34	0,35		-0,21	-0,17	
ZCS	0,16	-0,06	-0,14	0,27	-0,10	-0,08	
PSA1	-0,26	-0,16	-0,16	-0,09	0,21	0,09	
PSA2	-0,19		0,12	-0,05		0,06	
QBO	-0,08	0,05	-0,11	-0,16	-0,07	-0,17	
AMO	-0,04	-0,10	-0,09	0,17	-0,18		
SASD	0,34	0,35	0,07		-0,05	-0,13	
TNA	0,10		-0,05	-0,09	-0,39	-0,40	
TSA	-0,07		0,05	-0,16	-0,44	-0,37	
N34	-0,08		0,07	-0,19	-0,43	-0,33	

Tabela III.6. Igual à Tabela III.1, mas para a R6.

(a)		AMC					
	μ_w	p_{w95}	p_{w99}	μ_d	p_{d95}	p_{d99}	
LIS	0,31	0,25	0,27	0,08	-0,14	0,21	
ZCS	0,15	0,21		0,26	0,21	-0,34	
PSA1	-0,14	-0,05		-0,11	-0,08	0,06	
PSA2	0,15	0,22	0,06		0,28	-0,19	
QBO	-0,10	-0,41	-0,21		-0,07	0,15	
AMO	-0,13	-0,24	-0,32		0,32	-0,29	
SASD	0,21	0,12	0,25	0,19	0,15	0,43	
TNA	0,24	-0,14	-0,11	0,05	0,08	-0,15	
TSA	0,34		0,28	-0,18	-0,18	0,22	
N34	0,30		0,23		-0,19	0,08	

(b)		LIA					
	μ_w	p_{w95}	p_{w99}	μ_d	p_{d95}	p_{d99}	
LIS	0,46	0,50	0,28	0,16	-0,11	0,07	
ZCS	-0,12	-0,29	-0,06	0,35	0,20	0,16	
PSA1	-0,21	-0,22	-0,24	-0,04		-0,35	
PSA2	-0,06		-0,04	-0,14	-0,09	-0,04	
QBO	-0,31	-0,18	-0,24	0,12	-0,22	-0,30	
AMO	-0,20	-0,22		0,28	0,07	-0,10	
SASD	0,22	0,39	0,22	0,08	-0,28	-0,12	
TNA	0,18	0,24	0,18	0,19	-0,12		
TSA	0,37	0,29	0,08	0,16	-0,21		
N34	0,35	0,20		0,10	-0,22	-0,08	