

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



## **Tese de Doutorado**

**Pâmela Lorena Ribeiro Ávila**

**IMPACTOS DA VARIABILIDADE E MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM  
ESCALA REGIONAL E GLOBAL NAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS  
DO PARANÁ E MISSOURI: ANÁLISE COMPARATIVA**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



**PÂMELA LORENA RIBEIRO ÁVILA**

**IMPACTOS DA VARIABILIDADE E MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA  
REGIONAL E GLOBAL NAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS DO PARANÁ E  
MISSOURI: ANÁLISE COMPARATIVA**

Campina Grande-PB  
Fevereiro de 2019

PÂMELA LORENA RIBEIRO ÁVILA

**IMPACTOS DA VARIABILIDADE E MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA  
REGIONAL E GLOBAL NAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS DO PARANÁ E  
MISSOURI: ANÁLISE COMPARATIVA**

Trabalho de Tese (Doutorado)  
apresentado ao Programa de Pós-  
Graduação em Meteorologia da  
Universidade Federal de Campina  
Grande- UFCG, em cumprimento às  
exigências para obtenção do grau de  
Doutora em Meteorologia.

**Área de concentração:** Meteorologia de Meso e Grande Escalas  
**Sub-área:** Climatologia

**Orientador:** Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

**Coorientador:** Dr. Derek S. Arndt

Campina Grande-PB  
Fevereiro de 2019

A958i      Ávila, Pamela Lorena Ribeiro.  
Impactos da variabilidade e mudanças climáticas em escala regional e global nas regiões hidrográficas do Paraná e Missouri: análise comparativa / Pamela Lorena Ribeiro Ávila. – Campina Grande, 2019.  
117 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.  
"Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito; Coorientação: Prof. Dr. Derek S. Arndt".  
Referências.

1. Índices extremos. 2. Temperatura. 3. Precipitação. 4. Atlântico e Pacífico. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Arndt, Derek S. III. Título.

CDU 551.58(043)

PÂMELA LORENA RIBEIRO ÁVILA

IMPACTOS DA VARIABILIDADE E MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA  
REGIONAL E GLOBAL NAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS DO PARANÁ E  
MISSOURI: ANÁLISE COMPARATIVA

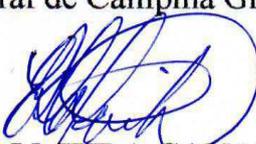
TESE APROVADA EM 25/02/2019

BANCA EXAMINADORA

  
Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Dr. DEREK S. ARNDT  
National Oceanic and Atmospheric Administration  
National Centers for Environmental Information

  
Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. JONATHAN MOTA DA SILVA  
Centro de Ciências Exatas  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

  
Dr. KLEBER RENATO DA PAIXÃO ATAÍDE  
Instituto Nacional de Meteorologia

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito, pela liberdade e confiança referente ao presente trabalho, além da indiscutível amizade, ajuda em minhas dúvidas acadêmicas e principalmente na compreensão nos momentos difíceis.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, em especial ao colegiado que reavaliaram minha situação e decidiram de última hora me aceitar no curso de mestrado em Meteorologia. Chance esta que soube aproveitar desde o primeiro momento e para mim é de grande valia e orgulho.

Agradeço à CAPES pelo auxílio financeiro, auxílio este que proporcionou subsídio para que eu pudesse cursar e concluir este curso fora de minha cidade natal.

Agradeço especialmente a Viviane Silva por fazer a ponte e facilitar todo o processo burocrático na NOAA. Além de se preocupar com meu bem-estar durante os primeiros dias em Asheville - NC, me dando dicas de supermercado e alguns restaurantes. Também sou externamente grata ao Derek “Deke” Arndt e aos colegas de sala pela receptividade, compreensão e todo suporte que precisei para desenvolver minha pesquisa durante o curto período em que no NCEI-NOAA.

Agradeço aos professores Dr. Enilson P. Cavalcanti, Dr. Bernardo B. Da Silva, Dr. Geber B. A. Moura e ao Dr. Kleber R. P. Ataíde pela participação em minha banca de qualificação na qual fizeram prévias correções e valiosas sugestões para melhoria deste trabalho.

Agradeço aos meus familiares em especial à minha mãe Nilza e avó Raimunda, por tudo que me ensinaram e proporcionaram ao longo de minha vida. Obrigada pela generosidade e simplicidade. Pelo amor incondicional, carinho e afeto. Não encontro palavras para expressar, mas fico simplesmente envolvida por um enorme sentimento de gratidão e amor.

Agradeço de forma simples a todos meus colegas e amigos que em algum momento (lazer ou produção crítica científica) fizeram parte destes anos acadêmicos. E de forma especial ao Leydson G. Dantas que hoje tenho como colega de profissão, amigo e namorado por todo suporte e apoio.

E, por fim, agradeço à todas as pedras que estavam e estão presentes ao longo desta caminhada. À algumas que me fizeram tropeçar e, muitas vezes, me ferir profundamente. Outras que apenas estavam lá esperando que eu passasse por elas, almejando a queda e não contavam que eu fosse mais perspicaz que elas, desviando-me para o caminho correto.

*“Sem sonhos as perdas se tornariam insuportáveis, as pedras do caminho se tornariam montanhas, os fracassos se transformariam em golpes fatais. Mas se você tiver grandes sonhos seus erros produzirão crescimento, seus desafios produzirão oportunidades, seus medos produzirão coragem.”*

*Augusto Cury*

## RESUMO

O presente trabalho aborda investigações comparativas das variabilidades e possíveis mudanças climáticas ocorridas nas Regiões Hidrográficas do Paraná – Brasil (RHP) e do Missouri – EUA (RHM) entre 1970-2016. Objetivando diagnosticar as prováveis flutuações e alterações no clima sucedidas ao longo dos anos e identificar se estas ocorrem em fase ou fora de fase entre as regiões hidrográficas. O primeiro passo foi a elaboração de mapas da climatologia sazonal das temperaturas do ar máxima e mínima e da precipitação utilizando informações de estações meteorológicas. Em seguida foram obtidas as regiões homogêneas de precipitação usando o método hierárquico de Ward com dissimilaridade da distância Euclidiana nos totais médios mensais da precipitação de cada região hidrográfica. Calculou-se os índices extremos de precipitação e temperatura utilizando o Rclimindex e as tendências pelo método não-paramétrico de Mann-Kendall. As variabilidades intrasazonais, interanuais e interdecenais da precipitação em cada região homogênea de ambas bacias foram investigadas por meio da análise de Ondeleta tendo como base a metodologia Morlet. As correlações entre os índices de extremos climáticos e os índices oceano-atmosfera foram estimadas pelo método da correlação de Pearson. Os dados tratados para geração dos mapas temáticos de uso e cobertura do solo foram obtidos no MAPBIOMAS. Os gráficos para identificação da fase de atuação das variabilidades nas regiões hidrográficas foram gerados a partir do índice padronizado dos índices extremos de temperatura. Os resultados indicam consenso em relação as variabilidades ocorridas nas RHP e RHM indicando que mesmo estando em hemisférios diferentes e tendo climatologia de precipitação e temperatura com seus máximos em períodos distintos. A análise de ondeletas mostram que ambas regiões hidrográficas têm sua precipitação influenciada pelas escalas multidecenais, decenais e interanual persistente e sazonal ligadas aos Oceanos Atlântico e Pacífico. Este confirmado pelas análises de correlação entre os índices de extremos climáticos e os índices oceano-atmosfera. As tendências dos extremos de temperatura e precipitação apontam aumento na frequência e intensidade dos eventos em grande parte das localidades das regiões hidrográficas. Por fim, identificou-se que as mudanças vistas nos índices extremos atuam em fase, sentidas de forma simultânea nas bacias indicando que as alterações são de cunho global, mas com grande impacto na escala local que são agravadas pelas mudanças ocorridas no uso e cobertura do solo.

**Palavras-Chave:** Índices Extremos, Temperatura, Precipitação, Atlântico e Pacífico

## ABSTRACT

The present work deals with comparative investigations of the variability and possible climatic changes occurred in the Hydrographic Regions of Paraná - Brazil (RHP) and Missouri - USA (RHM) between 1970 and 1966. Aiming to diagnose the probable fluctuations and changes in climate that have occurred over the years and to identify if these occur in phase or out of phase between the hydrographic regions. The first step was the mapping of the seasonal climatology of maximum and minimum air temperatures and precipitation using information from meteorological stations. Then the homogeneous regions of precipitation were obtained using Ward's hierarchical method with dissimilarity of the Euclidian distance in the monthly average totals of the precipitation of each hydrographic region. Extreme precipitation and temperature indices were calculated using Rclimindex and trends by the non-parametric Mann-Kendall method. The intrasazonal, interannual and interdecadal variabilities of the precipitation in each homogeneous region of both basins were investigated through the Ondeleta analysis based on the Morlet methodology. Correlations between the indexes of climatic extremes and the ocean-atmosphere indexes were estimated by the Pearson correlation method. The data treated for the generation of thematic maps of land use and cover were obtained in MAPBIOMAS. The graphs to identify the performance phase of the variabilities in the hydrographic regions were generated from the standardized index of extreme temperature indices. The results indicate a consensus regarding the variability occurring in the RHP and RHM indicating that even in different hemispheres and having precipitation and temperature climatology with their maximums in different periods. The analysis of wavelets shows that both hydrographic regions have their precipitation influenced by the multidecadal, decennial and interannual persistent and seasonal scales connected to the Atlantic and Pacific Oceans. This is confirmed by the correlation analyzes between the indices of climatic extremes and the ocean-atmosphere indices. The extremes of temperature and precipitation trends indicate an increase in the frequency and intensity of events in most of the localities of the hydrographic regions. Finally, it was identified that the changes seen in the extreme indexes act in phase, felt simultaneously in the basins indicating that the changes are global, but with great impact on the local scale that are aggravated by changes in the use and coverage of the ground.

**Keywords:** Extreme Indices, Temperature, Precipitation, Atlantic and Pacific

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Localização das áreas dos Niños no Oceano Pacífico. ....	20
Figura 2.2. Esquema da interação oceano atmosfera nas fases de atuação do El Niño e La Niña.....	21
Figura 2.3. Localização das áreas de atuação da TNA e TSA no Oceano Atlântico. ....	22
Figura 2.4. Fase da Oscilação Decenal do Pacífico.....	24
Figura adaptada da fonte: <a href="http://www.city-data.com/forum/weather/2498550-la-nina-coming-2016-2017-but-58.html">http://www.city-data.com/forum/weather/2498550-la-nina-coming-2016-2017-but-58.html</a> .....	24
Figura 2.5. Esquema ilustrativo das fases da Oscilação Multidecenal do Atlântico. ....	25
Figura 2.6. Gráfico dos valores mensais do índice da Oscilação Multidecenal do Atlântico. .	25
Figura 2.7. Classificação climática do Brasil de acordo com as ações e influências das massas de ar. ....	30
Figura 3.1. Localização das estações meteorológicas utilizada nesta pesquisa (acima RHP e abaixo RHM) .....	38
Figura 3.2. Localização da Região Hidrográfica do Rio Paraná – Brasil.....	40
Figura 3.3.. Localização da Região Hidrográfica do Rio Missouri – EUA.....	41
Figura 4.1. Climatologia sazonal (1981 - 2010) de temperatura máxima (esquerda), temperatura mínima (centro) e precipitação (direita) da RHP.....	58
Figura 4.2. Regiões homogêneas em relação a variabilidade espacial da precipitação para a RHRB seguida do ciclo anual médio e acumulados (máximo e mínimo) anual de cada R.H. ....	60
Figura 4.3. (a) Índice de precipitação (Prp) normalizado pelo desvio padrão (a); Espectro de potência de ondaleta (EPO), contornos com linha contínua correspondem a variâncias normalizadas significativas ao nível de 5%, a curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante (b); Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo no intervalo de confiança de 95% (c), para as Regiões R1, R2, R3 e R4 da RHP.....	63
Figura 4.4. Distribuição espacial das tendências dos índices climáticos de precipitação, calculados para 17 estações no período de 1970-2016. O tamanho dos triângulos indica a intensidade das variações da tendência, os triângulos preenchidos indicam nível de significancia com $p\_valor \leq 0,1$ .....	66
Figura 4.5. Distribuição espacial das tendências positivas e para 8 índices climáticos de temperatura, calculados para 17 estações no período de 1970-2016. . O tamanho	

dos triângulos indica a intensidade das variações das tendências, os triângulos preenchidos indicam nível de significância com  $p\_valor \leq 0,1$ ..... 68

Figura 4.6. Distribuição espacial das correlações entre os índices extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para as 17 estações da RHP no período de 1970-2016..... 71

Figura 4.7. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para as 17 estações da RHP no período de 1970-2016..... 71

Figura 4.8. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHP. .... 73

Figura 4.9. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHP. .... 73

Figura 4.10. Composições espacial das imagens do uso e cobertura do solo da RHP para o período de 1985-2016 para: (a) - (d) todas as categorias, (e) - (h) floresta, (i) - (m) pastagem, (n) - (q) agricultura e (r) - (u) áreas urbanas..... 76

Figura 4.11. Climatologia sazonal (1981 - 2010) de temperatura máxima, temperatura mínima em °C e precipitação em mm da RHM..... 78

Figura 4.12. Regiões homogêneas de precipitação da RHM (mapa central) acompanhado do ciclo anual médio (gráficos de linha) e acumulados anual (máximo e mínimo) de cada R.H. .... **Erro! Indicador não definido.**

Figura 4.13. Índice de precipitação (PRP) para as Regiões 1, 2, 3 e 4 da RHM normalizado pelo desvio padrão (a); Espectro de potência de ondeleta (EPO) para PRP das Regiões 1, 2, 3 e 4 da RHM. Contornos com linha contínua correspondem as variâncias normalizadas significativas ao nível de 5%. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante (b); Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95% (c). .... 82

Figura 4.14. Distribuição espacial das tendências dos índices extremos de precipitação, calculado para as 116 estações no período de 1970 a 2016, as bolinhas preenchidas (●) indicam nível de significância com  $p\_valor \leq 0,1$  enquanto a bolinha sem preenchimento (○) indicam nível de significância com  $p\_valor \geq 0,1$ . .... 85

Figura 4.15. Distribuição espacial das tendências dos extremos de temperatura, calculado para as 116 estações no período de 1970 a 2016, as bolinhas preenchidas (●) indicam nível de significância com  $p\_valor \leq 0,1$  enquanto a bolinha sem preenchimento (○) indicam nível de significância com  $p\_valor \geq 0,1$ ..... 88

Figura 4.16. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para a RHM para o período de 1970-2016. ....	90
Figura 4.17. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para a RHM para o período de 1970-2016. ....	90
Figura 4.18. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHM. ....	92
Figura 4.19. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHM. ....	92
Figura 4.20. Gráfico dos índices extremos climáticos de temperatura TX10 (superior esquerdo), TN10 (inferior esquerdo), TX90 (superior direito), TN90 (inferior direito) normalizados de cada região homogêneas (mapa central) das regiões hidrográficas do Paraná e Missouri. ....	95

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Definição dos índices extremos de temperatura e precipitação utilizados neste estudo.....	42
Tabela 2. Interpretação de agrupamentos segundo coeficiente de silhueta (CS(i)).....	50
Tabela 3. Informações referentes as 116 estações meteorológicas utilizadas para a realização do estudo da RHM.....	111
Tabela 4. Informações referentes as 37 estações meteorológicas utilizadas para a realização da climatologia e regiões hidrográficas do estudo da RHP.....	114
Tabela 5. Lista das 17 estações meteorológicas utilizadas para o cálculo dos índices climáticos com a porcentagem de falha referente a cada variável.....	115
Tabela 6. Percentual das áreas do uso e cobertura do solo na RHP.....	117

## LISTA DE SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
AO	Análise de Ondeletas
ATD	Amplitude térmica diária
CCI/CLIVAR	Commission for Climatology/ Climate Variability and Predictability Project
DCC	Dias consecutivos chuvosos
DCS	Dias consecutivos secos
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ETCCDI	Expert Team on Climate Change Detection and Indices
EPG	Espectro global da ondeleta
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IODP	Índice da Oscilação Decenal do Pacífico
IOS	Índice Oscilação Sul
ISID	Índice simples de intensidade diária de precipitação
JJA	Junho-Julho-Agosto
LI	Linha de Instabilidade
MCGs	Modelos de Circulação Geral
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
ODP -	Oscilação Decenal do Pacífico fase negativa
ODP +	Oscilação Decenal do Pacífico fase positiva
OMA	Oscilação Multidecenal do Atlântico
OMA -	Oscilação Multidecenal do Atlântico fase negativa
OMA +	Oscilação Multidecenal do Atlântico fase positiva
OMJ	Oscilação Madden-Julian
OMM	Organização Mundial de Meteorologia
PDOA	Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico
PRCPTOT	Precipitação total anual nos dias chuvosos

PRP	Precipitação
R30mm	Número de dias com precipitação acima de 30 mm
Rx1day	Quantidade máxima de precipitação em um dia
Rx5day	Quantidade máxima de precipitação em cinco dias
TN10p	Noites frias
TN90p	Noites quentes
TNn	Valor mínimo da temperatura mínima diária
TNx	Valor máximo da temperatura mínima diária
TSM	Temperatura Da Superfície Do Mar
TX10p	Dias frias
TX90p	Dias quentes
TXn	Valor mínimo da temperatura máxima diária
TXx	Valor máximo da temperatura máxima diária
WCRP	World Climate Research Programme
ZCAS	Zona de convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>15</b>
1.1. JUSTIFICATIVA .....	16
1.2. OBJETIVOS .....	17
1.2.1 Objetivo Geral.....	17
1.2.2 Objetivos Específicos.....	17
<b>2. FUNDAMENTOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>18</b>
2.1. REGIÕES HIDROGRÁFICAS .....	18
2.2. ÍNDICES DE OSCILAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA .....	19
2.2.1. El Niño Oscilação Sul.....	19
2.2.2. Gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical .....	21
2.2.3. Oscilação Decenal do Pacífico – ODP.....	22
2.2.4. Oscilação Multidecenal do Atlântico – OMA.....	24
2.2.5. Configuração Pacífico- América do Norte – PNA.....	26
2.2.6. Oscilação do Atlântico Norte – NAO .....	27
2.3. ÍNDICES DE DETECÇÃO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS .....	28
2.4. ASPECTOS CLIMÁTICOS DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DO PARANÁ.....	29
2.5. ASPECTOS CLIMÁTICOS DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DO MISSOURI.....	33
2.6. SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO AO USO SOLO .....	34
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>37</b>
3.1. DADOS E CONTROLE DE QUALIDADE.....	37
3.2. ÁREAS DE ESTUDO .....	39
3.3. METODOLOGIA.....	41
3.3.1. Índices e Tendência de Extremos climáticos .....	41
3.3.1.1. Descrição dos Índices Extremos de Precipitação e Temperatura.....	42
3.3.2. Regiões Homogêneas .....	47

3.3.3. Análise de Ondeletas.....	50
3.3.4. Correlação de Pearson.....	52
3.3.5. ATBD – Uso e Cobertura da Terra .....	54
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>57</b>
4.1. REGIÃO HIDROGRÁFICA DO PARANÁ.....	57
4.1.1. Climatologia da Região Hidrográfica do Paraná .....	57
4.1.2. Região Homogênea de Precipitação da Região Hidrográfica do Paraná.....	59
4.1.3. Variabilidade Multiescalar da precipitação da Região Hidrográfica do Paraná ...	61
4.1.4. Tendência dos Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Paraná.	64
4.1.5. Correlação entre os Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Paraná e os Índices Climáticos Oceano-Atmosfera .....	69
4.1.6. Uso e cobertura do solo da Região Hidrográfica do Paraná .....	74
<b>4.2. REGIÃO HIDROGRÁFICA DO MISSOURI.....</b>	<b>77</b>
4.2.1. Climatologia da Região Hidrográfica do Missouri .....	77
4.2.2. Região Homogênea de Precipitação da Região Hidrográfica do Missouri.....	78
4.2.3. Variabilidade Multiescalar da precipitação da Região Hidrográfica do Missouri	79
4.2.4. Tendência dos Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Missouri .....	83
4.2.5. Correlação entre os Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Missouri e os Índices Climáticos Oceano-Atmosfera.....	89
4.3. RELAÇÃO INTER-HEMISFÉRICA ENTRE OS ÍNDICES EXTREMOS .....	93
<b>5. CONCLUSÃO.....</b>	<b>96</b>
5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHO FUTURO .....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>98</b>
<b>APÊNDICE A – LISTA DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS COM PORCENTAGEM DE FALHAS .....</b>	<b>111</b>
<b>APÊNDICE B – ANÁLISE DE SILHOUETTE DAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS</b>	<b>116</b>
<b>APÊNDICE C – TABELA PERCENTUAL DO USO E COBERTURA DO SOLO.....</b>	<b>117</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Sabe-se que mudanças nos eventos climáticos extremos têm impactos na sociedade. Os eventos extremos se tornarão mais frequentes, mais intensos e mais difundidos durante o século 21 (IPCC, 2013). Assim, têm-se observado uma crescente demanda por informações e serviços em relação ao tempo e clima extremos (KLEIN TANK et al., 2009), especialmente porque a sustentabilidade do desenvolvimento econômico e as condições de vida dependem da capacidade da sociedade de gerir os riscos associado a eventos extremos. Ressalta-se que as preocupações sobre as mudanças nos padrões de intensidade e tempo de retorno dos eventos extremos são superiores aos dos valores médios climáticos porque eles tendem a causar mais danos à sociedade e aos ecossistemas. Além disso, compreender as variabilidades espacial e temporal de variáveis hidrometeorológicas é crucial para a gestão da sustentabilidade dos recursos hídricos (JUNG et al., 2011).

Atualmente, existem vários estudos que estimaram índices de extremos climáticos objetivando detectar variabilidade e/ou mudanças climáticas de países ou regiões, como, por exemplo, Gallant et al. (2014), que realizaram estudos para os Estados Unidos da América, Europa e Austrália; ou no aprimoramento de modelos numéricos que sejam capazes de trabalhar com os índices extremos (SILLMANN et al., (2013). Entretanto, com relação às investigações para bacias hidrográficas específicas ainda são poucas. A propósito, nesta linha de pesquisa Luo et al. (2008); Yang et al. (2010) e Gemmer et al. (2011) analisaram a variabilidade e tendência de aumento nos índices extremos de precipitação da Bacia do Rio Zhujiang, também conhecido como Rio das Pérolas e mais recente Zhong et al. (2017) para a Bacia do Rio Songhua – China e Bezerra et al. (2018) para Bacia do Rio São Francisco. Por outro lado, não se tem conhecimento de pesquisas que compare e relacione possíveis variabilidades e tendências (mudanças) dos índices de extremos climáticos de regiões hidrográficas diferentes. Portanto, é salutar estudos que análise e relacione os índices de detecção de variabilidade e mudanças climáticas das bacias hidrográficas dos rios Paraná, República Federativa do Brasil, e Missouri, Estados Unidos da América. Verificando se as variabilidades climáticas dos índices estão em fase ou fora de fase, se as tendências, caso observadas, ocorreram simultaneamente ou em períodos diferentes.

Ressalta-se que ao longo do rio Missouri existem 36 unidades hidrelétricas instaladas que geram em média 10 milhões de megawatts-horas de energia por ano. Enquanto, que na bacia do Paraná estão instaladas grandes as centrais elétricas brasileiras. Logo, as análises e

relações dos índices de detecção de variabilidade e mudanças climáticas das bacias dos rios Paraná e Missouri são importantes e pertinentes.

### 1.1. JUSTIFICATIVA

Atualmente, existem vários estudos que estimaram índices de extremos climáticos objetivando detectar variabilidade e/ou mudanças climáticas de países ou regiões, como, por exemplo, Gallant et al. (2014); Zhang et al. (2011); Renon et al. (2011); Haylock et al. (2006). Entretanto, como já mencionado anteriormente investigações desta natureza para bacias hidrográficas ainda são poucas. Nesta linha de pesquisa podem ser citados os trabalhos desenvolvidos por Luo et al. (2008), Yang et al. (2010) e Gemmer et al. (2011) que analisaram a variabilidade e tendência de aumento dos índices extremos de precipitação da Bacia do Rio Zhujiang na China, também conhecido como rio das Pérolas.

Por outro lado, não se tem conhecimento de pesquisas que comparem e relacionem possíveis variabilidades e tendências (mudanças) dos índices de extremos climáticos de bacias hidrográficas diferentes, principalmente de bacias situadas em Hemisférios diferentes. Portanto, a pesquisa proposta para as bacias hidrográficas dos rios Paraná e Missouri é pertinente e recomendável, pois além das análises tradicionais nos estudos destes índices, também será verificado se as variabilidades climáticas e possíveis tendências dos índices estão em fase ou fora de fase, ou seja, se ocorreram simultaneamente ou em períodos diferentes.

Ressalta-se que a Região Hidrográfica do Paraná é extremamente importante para a geração de energia hidrelétrica no Brasil, pois nesta bacia estão instaladas as usinas de Furnas Centrais Elétricas, o Complexo Hidrelétrico de Urubupungá, Itaipú Binacional, os Sistemas Hidrelétricos dos estados do Paraná e Goiás, com exceção de Serra da Mesa. Enquanto, ao longo do rio Missouri existem 36 unidades hidrelétricas instaladas que geram em média 10 milhões de megawatts-horas - MWH de energia por ano. Logo, as análises e relações dos índices de detecção de variabilidade e mudanças climáticas das bacias dos rios Paraná e Missouri são importantes e pertinentes.

## 1.2. OBJETIVOS

### 1.2.1 Objetivo Geral

Realizar um estudo correlato das condições climática das Regiões Hidrográficas do Paraná - Brasil e Missouri – EUA no período de 1970 - 2016 com base nos dados diários de temperatura máxima e mínima, precipitação e imagens de satélite. Com o propósito de analisar as possíveis variabilidades e mudanças ocorridas nos índices extremos climáticos regionais, verificar a influência dos principais índices climáticos de interação oceano-atmosfera, examinar se as variações estão acontecendo ao mesmo tempo ou em fases opostas em diferentes localidades, independente do hemisfério estudado, implicando dizer que as mudanças ocorridas são de escala global ou não, investigar prováveis modificações no clima associadas às mudanças ocorridas no comportamento do uso e cobertura do solo em cada bacia.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar as regiões Homogêneas de Precipitação presente em cada região Hidrográfica com base no Método Hierárquico de Ward;
- Calcular os índices de extremos climáticos de temperatura e precipitação diária utilizando o software RClindex;
- Estimar as tendências anuais dos índices de extremos climáticos através do teste de Mann Kendall;
- Identificar o sinal de fenômenos meteorológicos atuantes nas bacias a partir da Análise de ondeletas Morlet;
- Investigar possíveis relações entre as variabilidades climáticas ocorridas na Região Hidrográfica do Paraná e o uso e cobertura do solo com base em composição de imagens de 1985, 1995, 2005 e 2016 da base de dados do MAPBIOMAS;
- Averiguar se as variabilidades climáticas observadas nas duas regiões hidrográficas ocorrem de forma simultaneamente ou em períodos diferentes.

## 2. FUNDAMENTOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. REGIÕES HIDROGRÁFICAS

As definições propostas para bacia hidrográfica assemelham-se ao conceito dado por Barrella (2001), sendo definido como um conjunto de terras drenadas por um rio e seus afluentes, formada nas regiões mais altas do relevo por divisores de água, onde as águas das chuvas ou do derretimento da neve, ou escoam superficialmente ou infiltram no solo para formação de nascentes e do lençol freático. As águas superficiais escoam para as partes mais baixas do terreno, formando riachos e rios, sendo que as cabeceiras são formadas por riachos que brotam em terrenos íngremes das serras e montanhas e à medida que as águas dos riachos descem, juntam-se a outros riachos, aumentando o volume e formando os primeiros rios, esses pequenos rios continuam seus trajetos recebendo água de outros tributários, formando rios maiores até desembocarem no oceano.

Lima e Zakia (2000) acrescentam ao conceito geomorfológico da bacia hidrográfica, uma abordagem sistêmica. Para esses autores as bacias hidrográficas são sistemas abertos, que recebem energia através de agentes climáticos e perdem energia através do deflúvio, podendo ser descritas em termos de variáveis interdependentes, que oscilam em torno de um padrão, e, desta forma, mesmo quando perturbadas por ações antrópicas, se encontram em equilíbrio dinâmico. Assim, qualquer modificação no recebimento ou na liberação de energia, ou modificação na forma do sistema, acarretará em uma mudança compensatória que tende a minimizar o efeito da modificação e restaurar o estado de equilíbrio dinâmico.

O comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica é função de suas características geomorfológicas (forma, relevo, área, geologia, rede de drenagem, solo, etc.) e do tipo da cobertura vegetal existente (LIMA, 1976). Assim, as características físicas e bióticas de uma bacia possuem importante papel nos processos do ciclo hidrológico, influenciando, dentre outros, a infiltração e quantidade de água produzida como deflúvio, a evapotranspiração, os escoamentos superficiais e subsuperficiais. Além disso, o comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica também é afetado por ações antrópicas, uma vez que, ao intervir no meio natural, o homem e animais acabam interferindo nos processos do ciclo hidrológico (TONELLO, 2005).

O monitoramento de parâmetros biofísicos de uma bacia hidrográfica pode ajudar a estabelecer condições de uso e ocupação sustentáveis. Com o monitoramento, é possível

diagnosticar alterações antrópicas e naturais na paisagem, e orientar o estabelecimento de políticas de reversão de um quadro de degradação ambiental (CUNHA et al., 2012).

Ressalta-se que Silva et al. (2010) identificaram alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto, nas Bacias do Rio Mogi-Guaçu, SP, e do Baixo Jaguaribe, CE, e verificaram boa concordância entre as imagens obtidas e as medições micrometeorológicas existentes nas áreas do estudo, ou seja, concluíram que o uso de dados remotos é extremamente útil para análise de modificação da cobertura do solo.

## 2.2. ÍNDICES DE OSCILAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA

### 2.2.1. El Niño Oscilação Sul

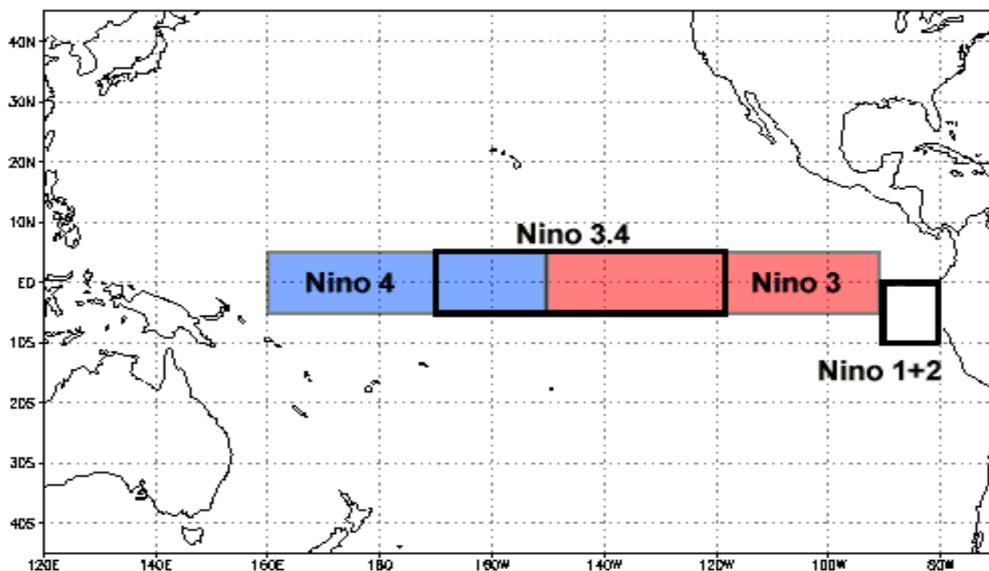
O fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é uma perturbação interanual do sistema climático. Na sua fase quente é caracterizado pelo enfraquecimento dos ventos alísios e aquecimento das águas superficiais do Oceano Pacífico Equatorial central-leste, esta fase é denominada de El Niño, e na fase fria, pelo fortalecimento dos alísios e resfriamento das águas superficiais do Oceano Pacífico Equatorial central-leste, fase denominada de La Niña, quando as temperaturas da superfície do mar (TSM) no Pacífico Equatorial estão próximas da média climatológica o ENOS é considerado na sua fase neutra. Em geral, as condições de El Niño são diagnosticadas quando é observado um aumento da TSM média trimestral (três meses consecutivos) de pelo menos 0,5°C em relação à TSM média climatológica do mesmo período durante um período mínimo de cinco meses consecutivos, considerando o início do El Niño no primeiro trimestre de observação de anomalia de TSM igual ou superior a 0,5°C. Para a La Niña é o inverso, ou seja, redução da TSM média trimestral (três meses consecutivos) de pelo menos 0,5°C em relação à TSM média climatológica do mesmo período durante um período mínimo de cinco meses consecutivos, considerando o início da La Niña no primeiro trimestre de observação de anomalia de TSM igual ou inferior a -0,5°C (CLIMATE PREDICTION CENTER, 2014).

Em anos normais, fase neutra, observa-se a célula de Walker de circulação atmosférica caracterizada por movimentos ascendentes no Pacífico Ocidental e movimentos descendentes na região do Pacífico Oriental e costa ocidental da América do Sul, com ventos na alta atmosfera indo do Oeste para o leste e com ventos superficiais (alísios) indo do Leste para o oeste. Nos anos de El Niño ocorre a bifurcação da célula de Walker, com os ventos alísios

tornando-se menos intensos, associada com o aumento da temperatura na superfície do Pacífico Equatorial Central, fazendo com que ocorra um deslocamento do ramo de movimento ascendente da parte ocidental para a central do Pacífico Equatorial e movimento descendente sobre o Pacífico Ocidental e parte oriental da América do Sul. Nos anos de La Niña os ventos alísios tornam-se mais intensos e a TSM do oceano pacífico se torna mais baixa que a habitual o que intensifica as condições normais da circulação de Walker (KOUSKY et al., 1984).

Ressalta-se que para uma melhor caracterização das condições de El Niño, La Niña e Neutra o Climate Prediction Center subdividiu o Pacífico Equatorial Central Leste em quatro áreas denominadas de Niño 1+2; Niño 3; Niño 3.4 e Niño 4 conforme mostrado na Figura 2.1

Figura 2.1. Localização das áreas dos Niños no Oceano Pacífico.

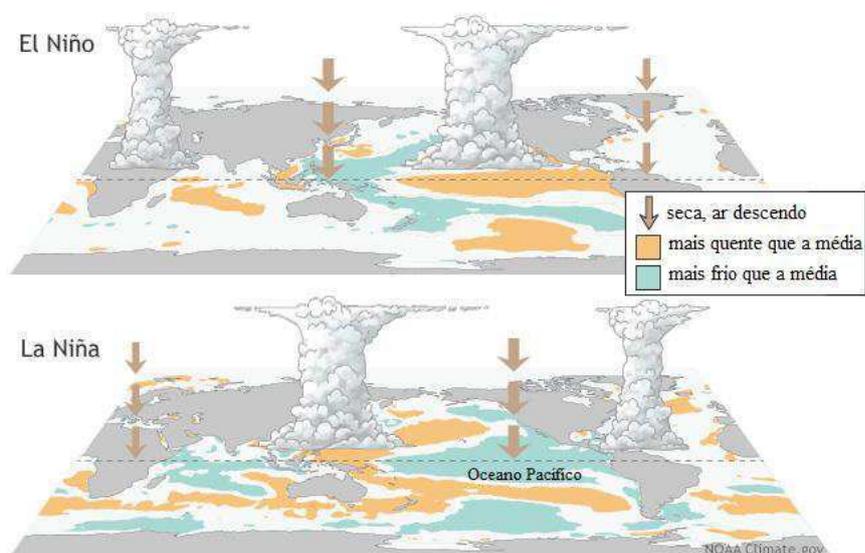


Fonte: [www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst](http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst)

A região mais comumente utilizada pelo Climate Prediction Center para a determinação de períodos de El Niño, La Niña e Neutra é a região Niño 3.4, pois é uma área mais representativa da dinâmica das condições da superfície do Pacífico Equatorial como um todo.

A Figura 2.2 mostra a interação oceano atmosfera ao longo de todo Pacífico Equatorial para as condições de El Niño e La Niña. As condições neutras são semelhantes às de La Niña, porém as magnitudes dos movimentos horizontais e verticais, bem como da convecção é menos intensa.

Figura 2.2. Esquema da interação oceano atmosfera nas fases de atuação do El Niño e La Niña.



Fonte: [www.climate.gov/enso](http://www.climate.gov/enso)

Nobre e Shukla (1996) observaram que variações na intensidade dos alísios alteram a estrutura térmica da camada superficial oceânica, forçando a ZCIT para regiões de TSM mais quentes. Além disso, padrões anômalos de precipitação sobre o Norte e Nordeste do Brasil são influenciados também por alterações na célula de Walker ligadas ao ENOS (SARAVANAN e CHANG, 2000).

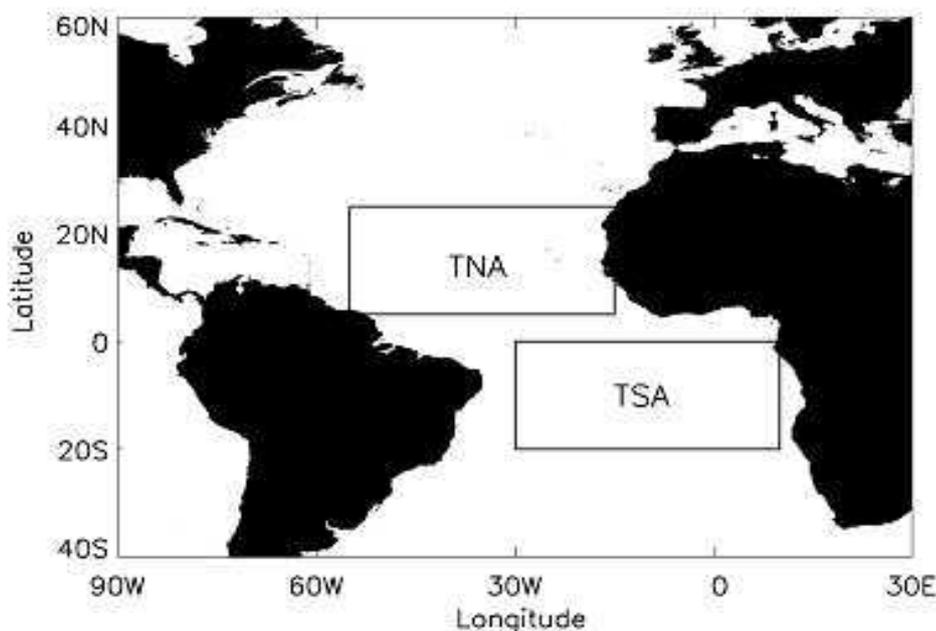
### 2.2.2. Gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical

Uns dos trabalhos pioneiros na observação de um gradiente meridional de anomalia de TSM no Atlântico Tropical foi elaborada por Hastenrath e Heller (1977). Entretanto, Moura e Shukla (1981) observaram uma circulação atmosférica no Atlântico Tropical Norte e Sul anômala, que resulta das anomalias de TSM de sinais opostos, ao norte e ao sul do Equador. Alves et al. (2015) descreveram que este gradiente é composto de três fases, a fase positiva referente às anomalias de TSM na bacia do Atlântico Tropical Norte são superiores às do Sul, a fase negativa com anomalias de TSM na bacia do Atlântico Tropical Norte inferiores às do Sul e fase neutro, em que o gradiente meridional de anomalia de TSM é nulo ou quase nulo.

Procurando quantificar o gradiente meridional de anomalia de TSM no Atlântico Tropical Enfield et al. (1999) construíram índices desta anomalia para o Atlântico Tropical Norte e Sul. O índice para o Norte (TNA) foi definido como sendo a anomalia média mensal de TSM da área compreendida entre os paralelos de 5,5°N e 23,5°N e meridianos de 57,5°W e

15°W e o índice do Sul (TSA) como sendo anomalia média mensal da área entre os paralelos de 20°S e 0° e os meridianos de 30°W e 10°E. A Figura 2.3 mostram as localizações das áreas para as estimativas de TNA e TSA. As anomalias são referentes à média climatológica de 1971-2000.

Figura 2.3. Localização das áreas de atuação da TNA e TSA no Oceano Atlântico.



Fonte: <https://www.metoffice.gov.uk/research/climate/seasonal-to-decadal/gpc-outlooks/atlantic-indian-ocean>.

Uvo et al. (1998) mostraram que as variações da precipitação média de abril-maio sobre o Nordeste do Brasil estão intimamente ligadas às mudanças da TSM na área do Atlântico Norte. Hatzaki e Wu (2015) mostraram que a precipitação no inverno no sudeste da Europa também é fortemente impactada pela anomalia de TSM da área norte.

### 2.2.3. Oscilação Decenal do Pacífico – ODP

Na segunda metade da década de 1990, foi identificada outra oscilação na temperatura do Oceano Pacífico, diferente em escala espacial e temporal do ENOS (MANTUA et al., 1997) – com duração maior que o ENOS (de 20 a 30 anos) e abrangendo quase todo o Pacífico – e, por isso, foi denominada de Oscilação Decenal do Pacífico (ODP). Nas décadas de 1940 a 1970, vários estudos sobre variações interdecenais foram feitos em relação à produção de salmão, principalmente na região do Alasca. Mais tarde, na década de 1990, a pesquisa da variação interdecenal focalizou a variabilidade oceânica. Assim, estudos

posteriores caracterizaram as fases quentes e frias no Oceano Pacífico Norte como ODP (MANTUA et al., 1997). Os dados mensais do índice da ODP (IODP) foram calculados inicialmente por Mantua et al. (1997), obtidos por meio da primeira componente principal das anomalias de TSM do Pacífico Norte ao norte de 20° N, disponíveis em Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (2010). Estes valores do IODP levam em conta as anomalias de TSM do Oceano Pacífico Norte, onde a média mensal global das anomalias de TSM é removida, para separar este padrão de variabilidade de qualquer sinal de “aquecimento global” que possa estar presente nos dados.

Na fase fria da ODP ocorrem anomalias negativas da TSM no Pacífico Tropical e positivas no Pacífico Extratropical, nos dois hemisférios, enquanto, na fase quente, as alterações da TSM são opostas, com anomalias positivas no Pacífico Tropical e negativas nas duas regiões do Pacífico Extratropical (MANTUA et al., 1997) conforme a Figura 2.4. Durante o século 20, foi identificada uma fase fria (1947–1976) que separou duas fases quentes (1925–1946 e 1977–1998) da ODP (MANTUA e HARE, 2002). O período anterior a 1925 não está bem definido quanto à ODP (MANTUA e HARE, 2002), e o período após 1998 ainda não apresentou uma fase definida pois vem oscilando muito entre períodos quentes e frios. Acredita-se que fases negativas possam estar ligadas a tempos de aquecimento mais lento. Isso ocorre porque as fases frias do ODP tendem a aumentar a mistura de águas oceânicas mais frias e profundas com águas superficiais mais quentes. Isso reduz temporariamente a taxa de aquecimento global causada pelo aumento das emissões de gases de efeito estufa. Fases positivas têm-se o efeito oposto (MetOffice – 2018).

Figura 2.4. Fase da Oscilação Decenal do Pacífico

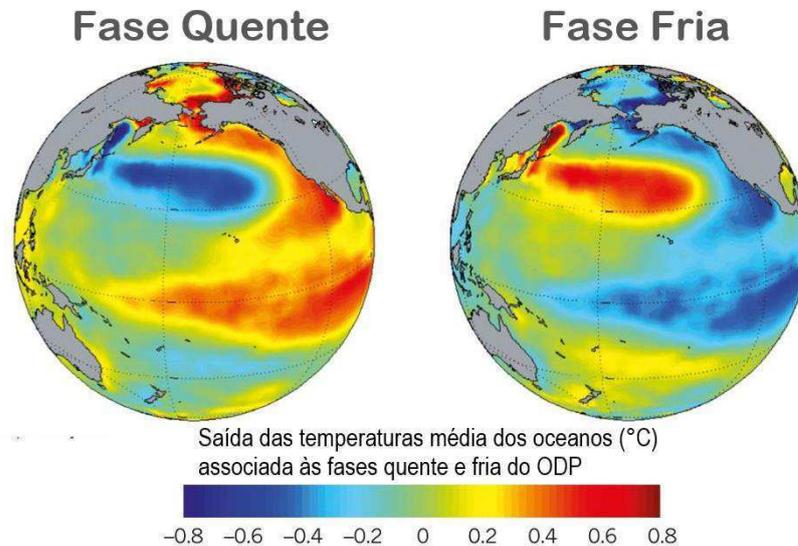


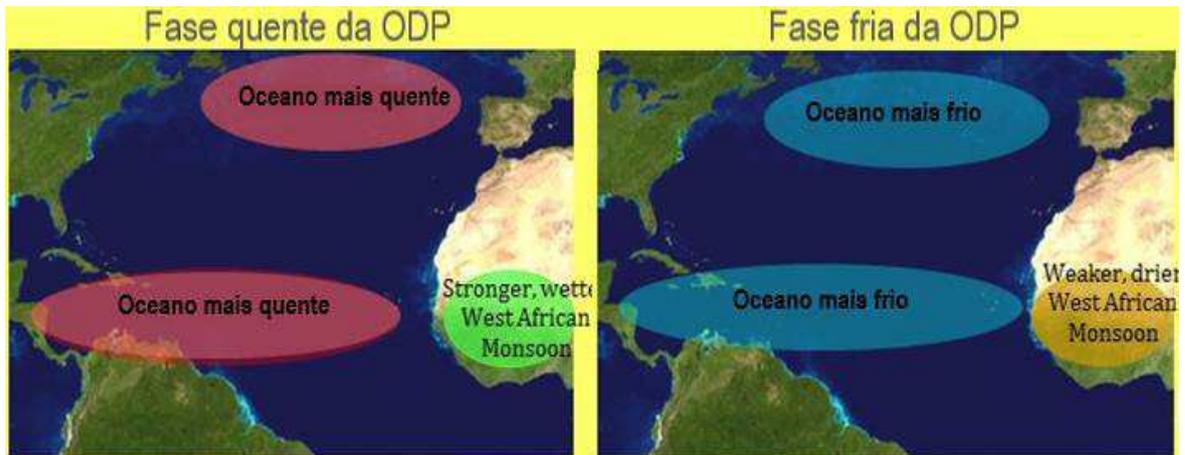
Figura adaptada da fonte: <http://www.city-data.com/forum/weather/2498550-la-nina-coming-2016-2017-but-58.html>

#### 2.2.4. Oscilação Multidecenal do Atlântico – OMA

Em 1964, Bjerknes (1964) notou uma inversão de tendências de TSM no Atlântico Norte entre os períodos anterior e posterior à década de 1920. De 1890 a 1920, foi notado um resfriamento do Atlântico Norte, e de 1920 a 1940, houve um aquecimento na TSM do Atlântico Norte, o que correspondeu a uma mudança nos padrões climáticos, sentida principalmente na Europa. Schlesinger e Ramankutty (1994) denominaram esta anomalia de TSM de longo prazo no Atlântico Norte de Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA). Estudos posteriores sugeriram que a OMA (KERR, 2000) é um mecanismo de interação oceano-atmosfera relacionado com flutuações de baixa frequência na circulação termohalina (KNIGHT et al., 2005; DONG; SUTTON; SCAIFFE, 2006, DIMA; LOHMANN, 2007).

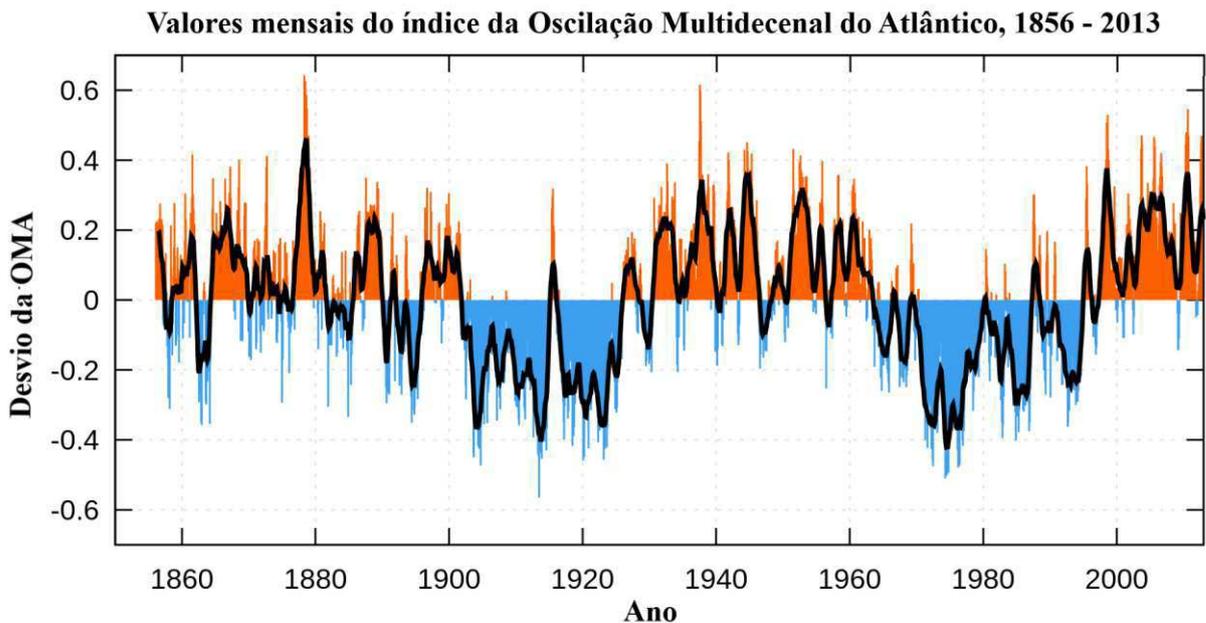
A OMA é um modo de variabilidade natural que ocorre no Oceano Atlântico Norte e que tem sua expressão principal no campo da temperatura da TSM. A OMA é caracterizada com uma série contínua de longa duração com fases frias e quentes (Figura 2.5) que podem durar de 20 a 40 anos e uma diferença entre extremos de temperatura de 1°F, ou seja, 0,56° C, (Figura 2.6).

Figura 2.5. Esquema ilustrativo das fases da Oscilação Multidecenal do Atlântico.



Fonte: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/Epac\\_hurr/Epac\\_hurricane](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/Epac_hurr/Epac_hurricane).

Figura 2.6. Gráfico dos valores mensais do índice da Oscilação Multidecenal do Atlântico.



Fonte: [https://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic\\_multidecadal\\_oscillation#cite\\_note-Frajka-Williams-3](https://en.wikipedia.org/wiki/Atlantic_multidecadal_oscillation#cite_note-Frajka-Williams-3)

A OMA é uma oscilação de baixa frequência que ocorre na TSM do Atlântico Norte, essas oscilações predominam entre o equador (Golfo do México) e a Groelândia geralmente em torno de 0°N a 70°N. A mesma apresenta duas fases, a fria e a quente, com uma duração característica temporal de 20 a 40 anos cada fase (SOUSA et al., 2008).

Na América do sul, sabe-se que a precipitação sobre o Atlântico tropical é deslocada para norte durante a fase quente da OMA (OMA (+)); isto implica em uma posição anômala

da ZCIT, mais ao norte, que diminui a precipitação durante a estação chuvosa do norte do nordeste brasileiro, de março a maio. No entanto, a sequência do ciclo da OMA pode reverter esse sinal e forçar a ZCIT para sul e desta forma, oscila entre décadas mais secas e mais úmidas (KNIGHT et. al., 2005). Ao analisar dados sedimentares da bacia do Rio da Prata, Chiessi et al. (2009) encontraram uma periodicidade de 64 anos ligados à ZCAS e às monções na América do Sul, a qual foi atribuída a OMA. Assim, OMA (-) (OMA (+)) correspondem a um Atlântico Sul mais quente (frio), o que aumenta (diminui) a atividade da ZCAS também devido à posição da ZCIT, e desloca a banda principal de precipitação da monção da América do sul para sul (norte).

Mo et al., (2009) mostraram que a OMA afeta as temperaturas do ar e precipitação em grande parte do Hemisfério Norte, em particular, a América do Norte e Europa. E está associado com mudanças na frequência de secas na América do Norte e se reflete na frequência de furacões no Atlântico. Pesquisas recentes sugerem que a OMA está relacionada com a ocorrência prévia de grandes secas no Centro-Oeste e no Sudoeste dos Estados Unidos da América. Quando a OMA está em sua fase quente (OMA (+)), as secas tendem a ser mais frequentes e/ou prolongada. E na fase fria (OMA (-)) contribui para períodos chuvosos. Duas das secas mais severas do século 20 nos EUA ocorreram durante a OMA positiva entre 1927 e 1963. Estas mudanças são naturais e vêm ocorrendo nos últimos 1.000 anos (VAN OLDENBORGH et al., 2009).

Ao realizar experimentos com modelos hierárquicos, Dijkstra et. al. (2006) notaram que, um modelo mais simples, apenas com a componente oceânica a OMA aparece como um mecanismo desestabilizador da circulação termohalina; no caso do modelo mais complexo, a OMA aparece como um modo dominante de variabilidade, com período de 44 anos. Dependendo da análise a ser realizada o uso direto dos valores anuais da OMA não é eficaz. Portanto, Enfield et al. (2001) sugeriram utilizar uma média móvel de 10 anos das anomalias de TSM, na área do Atlântico compreendida entre o equador e 60°N.

### **2.2.5. Configuração Pacífico- América do Norte – PNA**

De acordo como o Climate Prediction Center (2018a), o padrão de teleconexão Pacífico Norte Americano (PNA) é um dos modos mais proeminentes de variabilidade de baixa frequência nos extratropicais do Hemisfério Norte. A fase positiva do padrão PNA apresenta as cristas das vizinhanças do Havaí e da região do centro-norte da América do Norte

acima da média, e cavados do sul das Ilhas Aleutas e do sudeste dos Estados Unidos abaixo da média. O padrão PNA está associado a fortes flutuações na intensidade e localização do jato do leste asiático. A fase positiva está associada a uma intensificação da corrente de jato do leste asiático e um deslocamento para leste na região de saída de jatos em direção ao oeste dos Estados Unidos. A fase negativa está associada a uma retração para o oeste daquela corrente de jato em direção ao leste da Ásia, bloqueando a atividade nas altas latitudes do Pacífico Norte e uma forte configuração de fluxo dividido sobre o Pacífico Norte central.

A fase positiva do padrão PNA está associada a temperaturas acima da média no oeste do Canadá e no extremo oeste dos Estados Unidos e a temperaturas abaixo da média em todo o centro-sul e sudeste dos Estados Unidos. O PNA tende a ter pouco impacto na variabilidade da temperatura do ar próximo a superfície sobre a América do Norte durante o verão. As anomalias de precipitação associadas incluem totais acima da média no Golfo do Alasca que se estendem sobre o Pacífico e noroeste dos Estados Unidos e totais abaixo da média sobre o norte do meio oeste dos Estados Unidos.

Embora o padrão PNA seja um modo interno natural de variabilidade climática, também é fortemente influenciado pelo fenômeno ENOS. A fase positiva do padrão PNA tende a estar associada a episódios quentes no Pacífico Equatorial (El Niño), e a fase negativa tende a estar associada a episódios frio no Pacífico Equatorial (La Niña).

#### **2.2.6. Oscilação do Atlântico Norte – NAO**

Um dos padrões de teleconexão mais proeminentes em todas as estações é a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) (BARNSTON e LIVEZEY, 1987). O NAO combina partes dos padrões do Atlântico Leste e Atlântico Ocidental originalmente identificados por Wallace e Gutzler (1981) para a temporada de inverno.

O Climate Prediction Center (2018b) descreve que o índice NAO baseia-se na diferença de pressão do nível do mar entre a alta subtropical do Atlântico Norte (Açores) e a baixa subpolar da Groelândia Islândia. A fase positiva do NAO reflete alturas geopotenciais, em 500 hPa, e pressões atmosférica, na superfície, abaixo da média climatológica nas altas latitudes do Atlântico Norte da Groelândia a Islândia e alturas geopotenciais, em 500 hPa, e pressão atmosférica, na superfície, acima da média sobre o Atlântico Subtropical Norte central, do leste dos Estados Unidos a Europa Ocidental. A fase negativa reflete um padrão oposto de anomalias de altura geopotencial em 500 hPa e pressão sobre essas regiões. Ambas

as fases do NAO estão associadas com mudanças na intensidade e localização do jato do Atlântico Norte, em trilha de tempestade, e em modulações em grande escala dos padrões normais de transporte de calor e umidade zonal e meridional, que por sua vez resulta em mudanças na temperatura e padrões de precipitação, que muitas vezes se estendendo do leste da América do Norte até a Europa Ocidental e Central.

Fases positivas do NAO tendem a estar associadas com temperaturas acima do normal no leste dos Estados Unidos e no norte da Europa e temperaturas abaixo do normal na Groenlândia e, muitas vezes, no sul da Europa e no Oriente Médio. Elas também estão associadas a precipitações acima do normal no norte da Europa e na Escandinávia e a precipitações abaixo do normal na Europa Meridional e Central. Padrões opostos de temperatura e anomalias de precipitação são tipicamente observados durante fortes fases negativas do NAO. Durante períodos particularmente prolongados, dominados por uma fase particular do NAO, configurações de anomalias de temperatura do ar também são vistos com frequência, estendendo-se até a região central da Rússia e centro-norte da Sibéria. O NAO exibe considerável variabilidade intrasazonal e interanual, e períodos prolongados (vários meses) com fases positivas e negativas são comuns.

### 2.3. ÍNDICES DE DETECÇÃO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Nos últimos anos, a ocorrência frequente de eventos extremos, como ondas de calor, chuvas intensas, granizo, queda de neve, enchentes e secas, têm sido relatados em todo o mundo (HU et al., 2012). Isso levantou preocupações especiais, pois mudanças nos eventos extremos poderiam acompanhar mudança climática global. Há um grande interesse em avaliar as alterações de eventos extremos por causa de seus fortes impactos sobre a sociedade e o meio ambiente natural. Em uma série de análises de modelagem e teorias empíricas, Wagner (1996) sugeriu que mudanças na frequência e intensidade de eventos extremos, como inundações, podem ocorrer mesmo quando existem apenas pequenas alterações no clima.

Groisman et al. (2005) mostraram que em uma escala global, mudanças na frequência e intensidade de chuvas fortes tendem a ser mais impactantes do que as alterações nos totais médios de precipitação, e que o aumento da precipitação extrema correu em muitas regiões onde nenhuma mudança dos totais médios ou até mesmo uma diminuição das chuvas foi observada.

As alterações nos extremos de temperatura e precipitação no século XX também foram observadas em muitas partes do mundo, incluindo os Estados Unidos (GALLANT et al., 2014), Canadá (BOOTH 2011), Europa Central e Ocidental (KURBIS et al., 2009), China (ZHANG et al., 2011), Índia (REVADEKAR et al. 2012), Austrália (FU et al., 2010), África do Sul (KRUGER 2006), América do Sul (RUSTICUCCI et al., 2010) e para o Brasil em escala regional (ARAUJO e BRITO, 2011). Estes estudos, juntamente com muitos outros, são considerados um importante passo para o conhecimento das mudanças nos extremos climáticos.

Comparação entre os resultados de vários estudos têm demonstrado diferenças regionais indicando aumento e redução ou até mesmo nenhuma tendência com relação à temperatura do ar e a precipitação. No entanto, mais importante ainda, é que esses diferentes resultados sugerem uma grande diversidade de interpretações regionais e globais de mudanças climáticas, e mostra que as análises das alterações dos extremos são importantes no contexto das mudanças climáticas no mundo.

#### 2.4. ASPECTOS CLIMÁTICOS DA REGIÃO HIDROGRAFICA DO PARANÁ

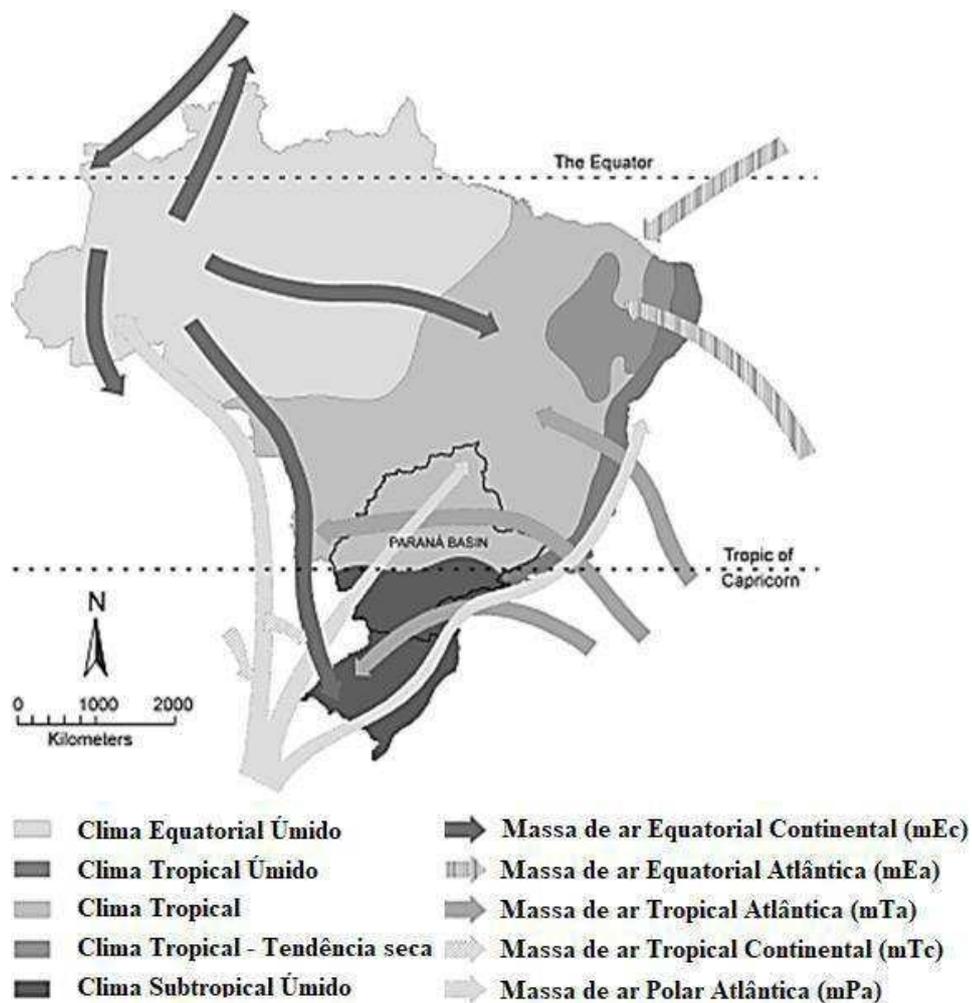
Devido às suas dimensões continentais, o Brasil tem uma diversificação climática muito ampla, influenciada pela sua localização geográfica, sua significativa extensão costeira, seu relevo, suas florestas e as diferentes massas de ar que atuam em seu território. Entre todos estes fatos, as massas de ar desempenham um papel importante na configuração climática, por terem alta mobilidade e dinamismo, sendo geradoras de correntes atmosféricas que controlam toda a circulação geral atuante no espaço geográfico brasileiro. Ao longo dos muitos caminhos que as massas de ar atuam no território brasileiro há sempre interações com múltiplas características geográficas, como a paisagem, que sempre acabam causando variações de temperatura e chuva em todo o país. Somado a todas essas interações internas entre as massas, devem-se considerar também as influências causadas por outros sistemas e fenômenos atmosféricos e oceânicos, como, por exemplo, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) e Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA).

Monteiro (2000) descreveu as atuações das massas de ar sobre o Brasil e propôs uma classificação climática regional para o Brasil, com base na dinâmica atmosférica do Estado de São Paulo, usando a chuva como elemento orientador da sua sugestão de classificação clima

ativo na região. Na sua proposta, Monteiro (2000), Além de confirmar a existência de divisão climática demonstrado por Strahler (1951) para a região, também admitiu que a divisão entre os grandes grupos climáticos ocorre através de um intervalo de transição móvel. Essa mobilidade é causada pelo tempo das massas de ar ativas em cada área e depende da dinâmica espacial e intensidade dos centros de ação que originam as massas de ar, bem como, em quantas vezes eles agem na região (Figura 2.7).

Ainda usando o elemento chuva para realizar uma proposta de classificação climática de base genética, ao nível regional, Zavattini (1990) e Zavattini (2009) também identificaram a continuação da mesma linha de transição entre os climas tropical e subtropical úmido no estado de Mato Grosso do Sul.

Figura 2.7. Classificação climática do Brasil de acordo com as ações e influências das massas de ar.



Adaptado por: Monteiro 1962, 1963a, 1963b, 1964

Organizado por: Zandonadi L. 2013

Fonte: Zandonadi, L. (2013)

Zavattini e Boin (2013) forneceram mais esclarecimentos sobre a configuração climática existente na Bacia Hidrográfica do Rio Paraná destacando a presença de uma zona climática de transição sobre a bacia causa grande instabilidade pluviométrica, que, quando associada a uma variação da paisagem, gera maiores volumes de chuva em algumas áreas e deficiências em outras. Esta é uma das razões porque toda a parte central da bacia é menos irrigada pela precipitação, uma vez que é a área de maior instabilidade atmosférica, causada pela linha de transição climática que separa os vários sistemas climáticos ativos, coincide com a área onde a paisagem é mais achatada e apresenta baixas altitudes, gerando menores interações clima-paisagem e, conseqüentemente, uma diminuição da precipitação orográfica.

Esse comportamento pluviométrico foi verificado por Zandonadi (2009) ao identificar a distribuição de chuvas na Bacia Hidrográfica do Rio Paraná, usando como parâmetro a média climatológica da precipitação total anual para o período de 1976 a 2005, concluiu que a maior quantidade de precipitação anual está concentrada ao sul da Bacia, devido à maior influência de massas de ar e frentes polares, chegando nesta região com mais frequência do que em outras regiões, causando uma distribuição anual de chuvas mais homogênea. Ao entrar na bacia, essas massas de ar e frentes polares interagem com as altitudes mais elevadas do centro da paisagem sul produzindo precipitação orográfica, contribuindo para o aumento do número de quantidade de precipitação. Entretanto, em pontos isolados a maior influência da paisagem sobre a quantidade de chuvas observada por Zandonadi (2009) foi no extremo oriental da bacia, na Serra da Mantiqueira, com as maiores altitudes da bacia, aproximando-se de 3000 m de altitude. Ressalta-se que a Massa Tropical do Atlântico pode também influenciar na maior precipitação anual, no entanto, com menos influência do que no extremo leste, já que nesta região a paisagem não é tão nítida quanto naquela.

Um sistema muito útil para a produção de precipitação sobre a Região Hidrográfica do Paraná é a ZCAS, que foi definida por Quadro (1994) como sendo uma faixa de nebulosidade convectiva que, quando se configura, estende-se desde o Sul da Amazônia em direção ao Sudeste até o Oceano Atlântico Subtropical (QUADRO, 1994). Para Ferreira et al. (2004), a ZCAS é um fenômeno típico do verão na América do Sul. Reboita et al. (2010) descreveram que a ZCAS interage com as monções da América do Sul e é um dos principais fenômenos responsáveis pela precipitação nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, e conseqüentemente na Região Hidrográfica do Paraná.

Ferreira et al. (2004) estudaram a composição da ZCAS em períodos de El Niño e La Niña, para tanto usaram uma série histórica de 1980 a 2000 e verificaram que a atividade convectiva é mais intensa sobre o continente em anos de La Niña, em comparação a anos de EL Niño e neutros.

As variações na temperatura da superfície do oceano são parte fundamental do sistema climático. A superfície do oceano permite uma comunicação entre a atmosfera e o oceano. No Oceano Pacífico equatorial o modo dominante da variabilidade da temperatura em escala interanual é o ENOS. Enquanto, no Oceano Pacífico Norte, o modo dominante da variabilidade da temperatura em escala decenal é a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) (MILLS et al., 2013). Esta variabilidade é ligada às variações ecológicas, em adição às variações climáticas (MANTUA et al., 1997).

Kayano e Andreoli (2006) mostraram que a precipitação de verão (novembro a abril) na América do Sul é afetada pelo ENOS e pela ODP, e que o sinal do ENOS sobre a precipitação é fortalecido quando o ENOS e a ODP estão na mesma fase e enfraquecido quando estão em fases opostas.

Molion (2009) mostrou que as cotas mais baixas do Rio Paraguai, durante o século 20, foram baixas durante o período 1947–1976 (fase fria da ODP) e altas no período 1977–1998 (fase quente da ODP). Esses três exemplos de relação entre variáveis hidro climáticas, ao nível de bacia hidrográfica (precipitação e vazão do rio) e precipitação com a ODP, também proporcionam bases para explicar variações decenais em setores da sociedade como, por exemplo, as perdas na produção de grãos que aconteceram no Rio Grande do Sul nos últimos dez anos (COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO, 2009a; 2009b).

À medida que têm sido identificados as forçantes (SCHNEIDER e CORNUELLE, 2005) e os mecanismos atmosféricos associados à ODP no Hemisfério Norte (ALEXANDER et al., 2008) e no Hemisfério Sul (GARCIA e KAYANO, 2008), têm melhorado o entendimento do fenômeno e sua previsibilidade (ALEXANDER et al., 2008), bem como a previsibilidade da precipitação, por modelos numéricos que consideram o efeito combinado do ENOS e da ODP (WHOOHISER, 2008).

Na América do sul, ao analisar dados sedimentares da bacia do Rio da Prata, Chiessi et al. (2009) encontraram uma periodicidade de 64 anos ligados à ZCAS e às monções na América do Sul, a qual foi atribuída a OMA. Assim, OMA (-) OMA (+) correspondem a um Atlântico Sul mais frio (quente), o que aumenta (diminui) a atividade da ZCAS também

devido à posição da ZCIT, e desloca a banda principal de precipitação da monção da América do sul para sul (norte) em relação à posição climatológica.

Dantas et al. (2012), verificaram a influência das Oscilações decenais e multidecenais do atlântico nos índices de extremos de precipitação e temperatura do ar da Amazônia oriental. As teleconexões OMA e ODP tiveram, influências sobre a precipitação total anual da Amazônia Oriental, mas não apresentaram influências sobre os dias consecutivos secos.

## 2.5. ASPECTOS CLIMÁTICOS DA REGIÃO HIDROGRÁFICA DO MISSOURI

O continente norte-americano compreende quase 60° de latitude, e como não seria surpresa, apresenta uma ampla variedade de condições climáticas. A costa oeste é delimitada pela cadeia montanhosa da Costa do Pacífico, com mais de 2750 m de altitude, que bloqueiam o caminho dos ventos de oeste de latitude média e impede a extensão das influências marítimas para o continente. No interior do continente, não existem obstruções significativas do movimento do ar, e a ausência de qualquer barreira no sentido Leste-Oeste permite que massas de ar do Ártico e do Golfo do México atravessem as planícies interiores, causando grandes extremos no tempo e clima. As influências marítimas no leste da América do Norte são limitadas pelo fato de que os ventos predominantes são de oeste, de modo que o regime de temperatura é continental. Entretanto, o Golfo do México é uma fonte importante de umidade para a precipitação sobre a metade leste dos EUA e, como resultado, os regimes de precipitação são diferentes dos observados no leste asiático.

A Região Hidrográfica do Missouri está localizada na região central da América do Norte, tendo esta região um clima típico de um interior continental de latitudes médias, com verões quentes e invernos frios, mas o clima no inverno está sujeito a uma acentuada variabilidade. Isso é determinado pelo abrupto gradiente de temperatura entre o golfo do México e as planícies cobertas de neve ao Norte, bem como por mudanças nos padrões ondulatórios e nas correntes de jato em níveis superiores. A atividade ciclônica no inverno é muito mais pronunciada sobre as regiões central e leste da América do Norte. Conseqüentemente, não existe um tipo climático com uma mínima de precipitação de inverno no leste da América do Norte.

Muitos estudos têm mostrado que as condições oceânicas, especialmente as temperaturas da superfície do mar (TSM), nas Bacias do Pacífico e do Atlântico têm grandes influências sobre a precipitação dos Estados Unidos (território continental dos EUA) através

de seus impactos na circulação atmosférica (HU e FENG, 2012). Muitos destes estudos mostram que a persistente ocorrência de La Niña com anomalias negativas de TSM no Oceano Pacífico tropical deixa as áreas Central e Leste dos EUA com precipitação abaixo do normal (DAI, 2013); enquanto, anomalias positivas de TSM no Atlântico reduzir a precipitação de verão sobre o Centro-Oeste dos Estados Unidos (FENG et al., 2011), embora alguns estudos sugiram que a influência do Atlântico é comparativamente fraca principalmente através da sua modulação do impacto de ENOS.

Kurtzman e Scanlon (2007) analisaram os impactos do ENSO e da ODP sobre a precipitação nos Estados Unidos. Observaram que no centro-sul do País a precipitação no inverno varia significativamente entre as fases da ODP. Eles também sugerem a existência de uma modulação de ENOS associada à ODP, especialmente no centro-norte dos Estados Unidos, com períodos mais quente e chuvoso durante eventos de El Niño mais forte na fase positiva da ODP, e eventos mais frio e mais seco nos episódios de La Niña mais forte na fase negativa da ODP. Anomalias de neve e de vazão de rios também podem ocorrer agregadas aos fenômenos El Niño/ODP positiva e La Niña/ODP negativa, particularmente no oeste da América do Norte (MANTUA et al., 1997).

Ressalta-se que Mo et al. (2009) mostraram que as grandes secas no Centro-Oeste e no Sudoeste dos Estados Unidos está relacionada com a OMA, ou seja, quando a OMA está em sua fase quente, as secas tendem a ser mais frequentes e/ou prolongada. E na fase negativa (fria) contribui para períodos chuvosos. Ressalta-se que estas observações são semelhantes às obtidas por Knight et al. (2005). Mo et al. (2009) ainda descreveram que as duas das secas mais severas do século 20 nos EUA ocorreram durante a OMA positiva entre 1927 e 1963, e que a OMA também afeta as temperaturas do ar e a precipitação em grande parte do Hemisfério Norte, além dos Estados Unidos, como por exemplo, México, Canadá e Europa.

## 2.6. SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO AO USO SOLO

O sensoriamento remoto é uma ferramenta poderosa e viável para estudos relacionados aos recursos naturais, pois a partir das características locais, obtêm-se informações contínuas que permitem o mapeamento de grandes áreas em um curto intervalo de tempo. Atualmente dado obtido através desta técnica tem sido amplamente empregado em estudos que visam compreender o comportamento dinâmico da vegetação, tornando mais operacional o sistema de monitoramento da cobertura vegetal. Colwell (1983) define

Sensoriamento Remoto (SR) como a medição ou aquisição das propriedades de um objeto ou fenômeno por um dispositivo de registro que não esteja em contato físico com o mesmo. Isto é possível através da detecção da energia emitida ou refletida e do processamento das informações (CCRS, 2007; FERREIRA, 2002).

Uma das relações mais estudadas em todo mundo é a da vegetação com os fatores climáticos, uma vez que a cobertura vegetal de uma localidade está intimamente ligada ao tipo de clima e de solo predominante na região. Da mesma maneira que os fatores ambientais (clima e solo) influenciam na vegetação, a mesma também interfere no ambiente local, de modo que sua retirada pode causar mudanças significativas. Nesse contexto, o sensoriamento se destaca como uma ferramenta de grande utilidade, pois a partir dele, deriva-se uma série de índices de vegetação. Segundo Huete et al. (2002) os índices de vegetação são destinados a indicar as propriedades da vegetação e permitir comparações espaciais e temporais confiáveis da atividade fotossintética terrestre além de permitir o monitoramento das variações sazonais, interanuais, fenológicas e dos parâmetros biofísicos da vegetação a curto e longo prazo. Ressalta-se que um dos índices de vegetação mais conhecido é o NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – em inglês Normalized Difference Vegetation Index).

Pesquisadores em todo mundo tem realizado estudos a partir do sensoriamento remoto, em busca de entender melhor as relações existentes entre a vegetação e a precipitação pluvial. Destacam-se os trabalhos de Nicholson e Farrar (1994) que demonstraram que na África a variação do NDVI está mais relacionada com a capacidade de armazenamento de água do solo do que com a própria precipitação.

Alguns autores realizaram trabalhos relacionando NDVI para o Nordeste do Brasil. Lopes et al. (2010) tiveram com objetivo avaliar a importância dos parâmetros de temperatura da superfície, albedo e NDVI na quantificação das mudanças ocorridas entre os anos de 1985 e 2001, na área afetada pelos processos de desertificação na Bacia do Rio Brígida (Pernambuco), por meio de imagens do sensor TM- Landsat 5. Observaram um aumento da temperatura do ar nas áreas com alterações da cobertura provocadas pela expansão das atividades do polo gesseiro do Araripe, intensificação de agricultura de sequeiro e ao desmatamento com práticas de queimadas. Braga et al. (2003) utilizaram series temporais do NDVI para determinar o tempo de resposta da vegetação as precipitações na região Nordeste do Brasil.

Problemas ambientais decorrentes do uso intensivo dos recursos naturais através de técnicas rudimentares e manejo incorreto do solo estimulam pesquisadores a desenvolver técnicas e formas de avaliar o estado geral de degradação ambiental. Neste sentido, Melo et al. (2011) buscaram através da análise do NDVI comparar a cobertura vegetal atual com a cobertura vegetal pretérita em uma análise de evolução temporal na sub-bacia do Riacho dos Cavalos - CE. Tendo como resultado claro uma considerável variação da cobertura vegetal no período de 1979 a 2006 sendo caracterizado pela redução significativa de áreas conservadas em detrimento da expansão das atividades agropecuárias, evidentemente representadas pelo aumento substancial de áreas desmatadas. Em relação a área de estudo, alguns trabalhos buscaram evidenciar o uso e mapeamento da cobertura do solo assim como um monitoramento das culturas plantadas nestas áreas utilizando o NDVI (JOHANN et al., 2016; JOHANN et al., 2012; RISSO et al., 2012)

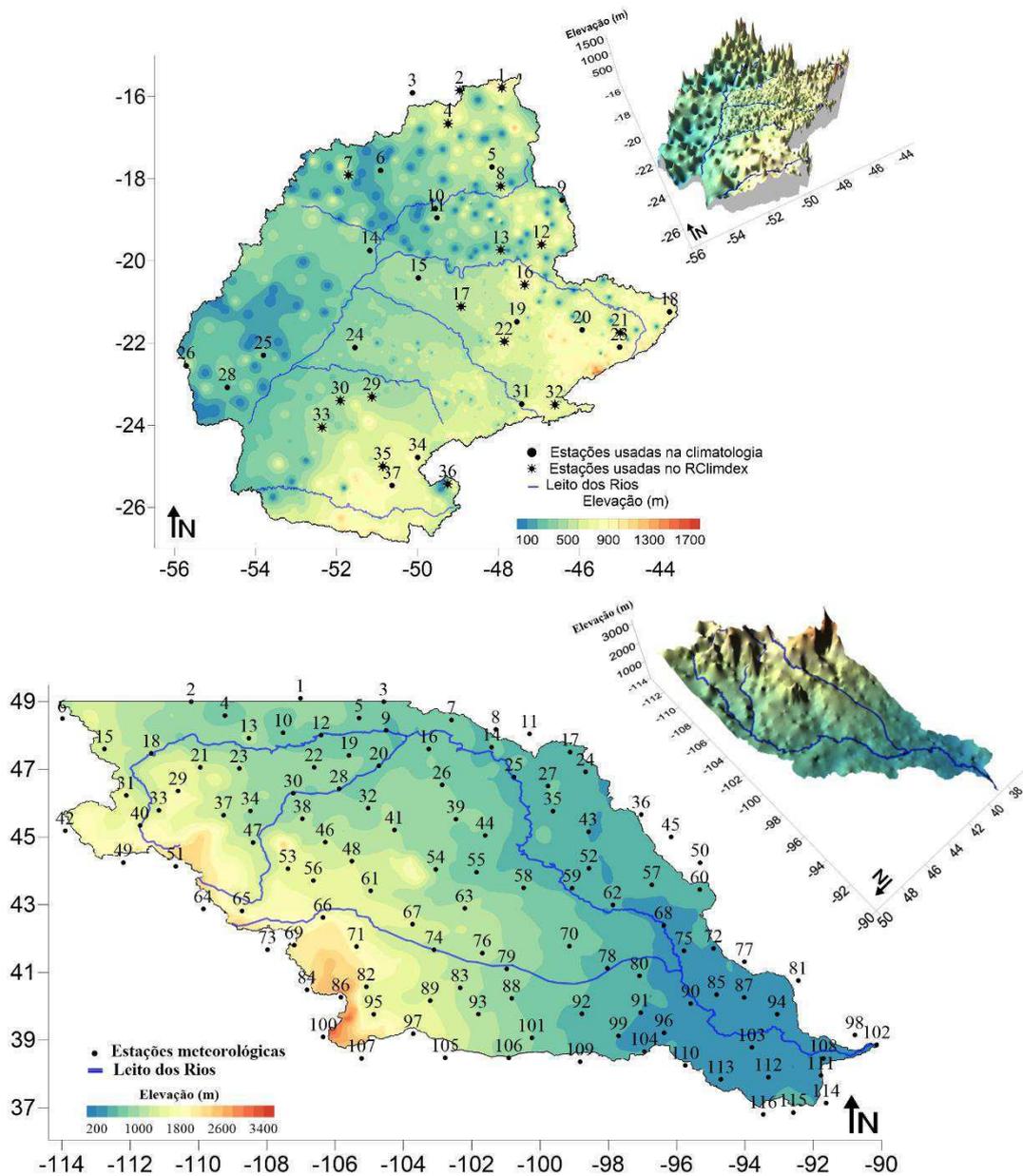
### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. DADOS E CONTROLE DE QUALIDADE

Para a realização deste estudo, foram utilizados séries temporais de dados diários de precipitação, temperatura máxima e temperatura mínima do ar de 37 e 116 estações meteorológicas da Região Hidrográfica do Paraná (RHP) e Região Hidrográfica do Missouri (RHM), respectivamente, cobrindo o período de 1970 a 2016. As séries temporais referentes à RHP foram fornecidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET ([www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep](http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep)) enquanto as da RHM foram obtida no National Climate Data Center – NCDC/NOAA ([www.ncei.noaa.gov/data/daily-summaries/access/](http://www.ncei.noaa.gov/data/daily-summaries/access/)).

O primeiro processo de análise e controle de qualidade dos dados se iniciou com 37 estações para RHP e 263 para a RHM, e teve como objetivo descartar as estações que apresentavam falhas acima de 25% em suas séries históricas, para o período de estudo. Após a primeira análise restringiu-se para 17 estações para RHP e 116 na RHM. Uma lista contendo informações completas das estações se encontra no apêndice. Essas reduções se deve a descontinuidade dos dados coletados durante o período de 1970 a 1985 na RHP em virtude da desativação e falhas excessivas. Ressalta-se que para a RHP, trabalhou-se com dois números diferentes de estações: 17 estações para a estimativa dos índices no período de 1970 a 2016 e 37 estações para análise climática sazonal para o período de 1981 a 2010, enquanto para RHM foram utilizadas as mesmas estações para gerar todos os resultados encontrados na pesquisa (Figura 3.1). A decisão de selecionar apenas 17 estações é justificável para ampliar o período de estudo dos eventos extremos, uma vez que a incerteza de classificar um evento como extremo ou não se dá pelo fato da frequência rara de sua ocorrência. Logo, o máximo possível da extensão temporal dos dados se faz necessária.

Figura 3.1. Localização das estações meteorológicas utilizada nesta pesquisa (acima RHP e abaixo RHM)



Fonte: Elaborado pela autora.

Para completar o processo avaliou-se a homogeneização e o controle e qualidade dos dados utilizando o RCLimindex utilizando a metodologia de Zhang et al. (2004) implementada no software RCLimindex, desenvolvida e mantido pelos pesquisadores Xuebin Zhang e Feng Yang do Serviço de Meteorologia do Canadá, pré-requisitos para a estimativa dos índices de extremos climáticos, obedecendo os seguintes procedimentos:

Substituir todos os dados faltosos e valores não aceitáveis por -99.9.

Estes valores incluem, por exemplo:

- a) Quantidades de precipitação diárias menores que zero e,
- b) Temperatura máxima diária menor que a temperatura mínima diária.

Adicionalmente, o controle de qualidade também identifica valores extremos nas temperaturas diárias máximas e mínimas. Os valores extremos são valores diários que se encontram fora de um intervalo definido pelo usuário. Atualmente, este intervalo se define como  $n$  vezes o desvio padrão do valor do dia, isto é,  $(\text{média} - n \cdot \text{std}, \text{média} + n \cdot \text{std})$ . Onde  $\text{std}$  representa o desvio padrão para o dia e  $n$  é uma entrada do usuário, nesse estudo foi aplicado  $n = 4$ , que é o padrão adotado mundialmente (ZHANG et al. 2005).

Os índices climáticos de interação oceano-atmosfera NAO, AMO, TNA, PDO, PNA, NIÑO 3.4 foram obtidos no site da NOAA, para o período de 1970 – 2016. Estes índices apresentam controle de qualidade com informações mais detalhadas sobre os processos aplicados a cada um deles podendo ser verificados no site [www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list).

As imagens de uso e cobertura do solo para o período de 1985 a 2016 foram obtidas através do projeto MapBiomas que utiliza a composição anual dos melhores pixels das imagens do Landsat 5, 7 e 8 do canal termal infravermelho para a composição de imagens temáticas.

### 3.2. ÁREAS DE ESTUDO

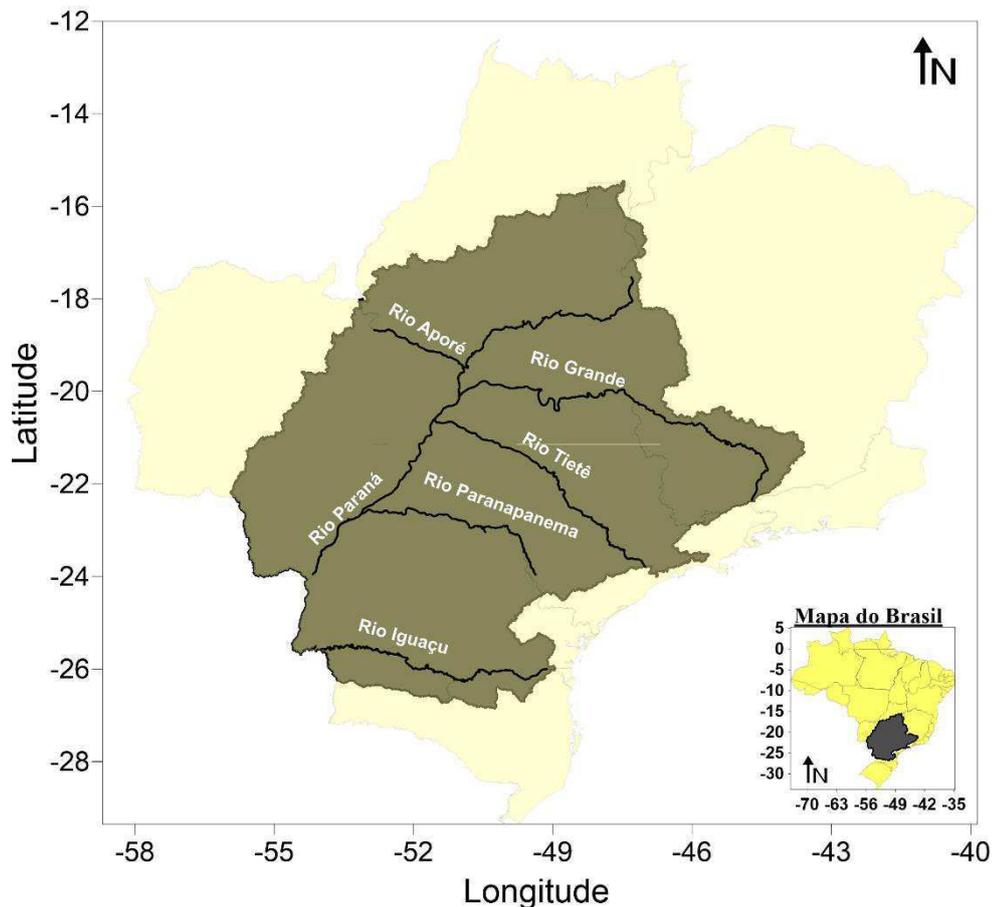
A Região Hidrográfica do Paraná possui uma área de aproximadamente 879.873 km<sup>2</sup> (10% do território nacional), abrangendo 7 estados: São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, Santa Catarina e Distrito Federal (Figura 3.2). Apresenta grande importância no contexto nacional, pois representa a região de maior desenvolvimento econômico do país, bem como possui as maiores demandas por recursos hídricos do Brasil, tendo como destaque o uso industrial.

Essa Região Hidrográfica está dividida em 11 bacias hidrográficas: Aguapeí Peixe, Grande, Iguacu, Ivaí, Paranaíba, Paranapanema, Piquiri, Tietê, Bacias de contribuição ao reservatório Ilha Solteira, Bacias de contribuição ao reservatório Itaipu e Afluentes da Margem Direita do Rio Paraná. Os principais rios, com comprimento maior que 500 km, são

o Paraná (1.405 km), Grande (1.270 km), Iguaçu (1008 km), Paranaíba (994 km), Tietê (947 km), Paranapanema (819 Km), Ivaí (639 km) e Tibagi (522 km).

A paisagem da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná é muito irregular na região Leste e Sudeste, devido à ocorrência de rochas cristalinas e altitudes mais elevadas. Nas demais áreas dominam-se formas tabulares onduladas, com suave declive em direção ao Rio Paraná, localmente interrompido por falésias de "Cuestas" da Serra Geral. O Planalto Central da bacia é caracterizado por colinas alongadas ou tabulares com topos abaulados, dispostas em três níveis com altitudes próximas de 1000 m, entre 600 me 700 m, e 500 m. Como esses níveis são inclinados, as altitudes diminuem quando se aproximam da calha principal. O nível mais alto é referido como "Residual Plateaus Cuestiformes".

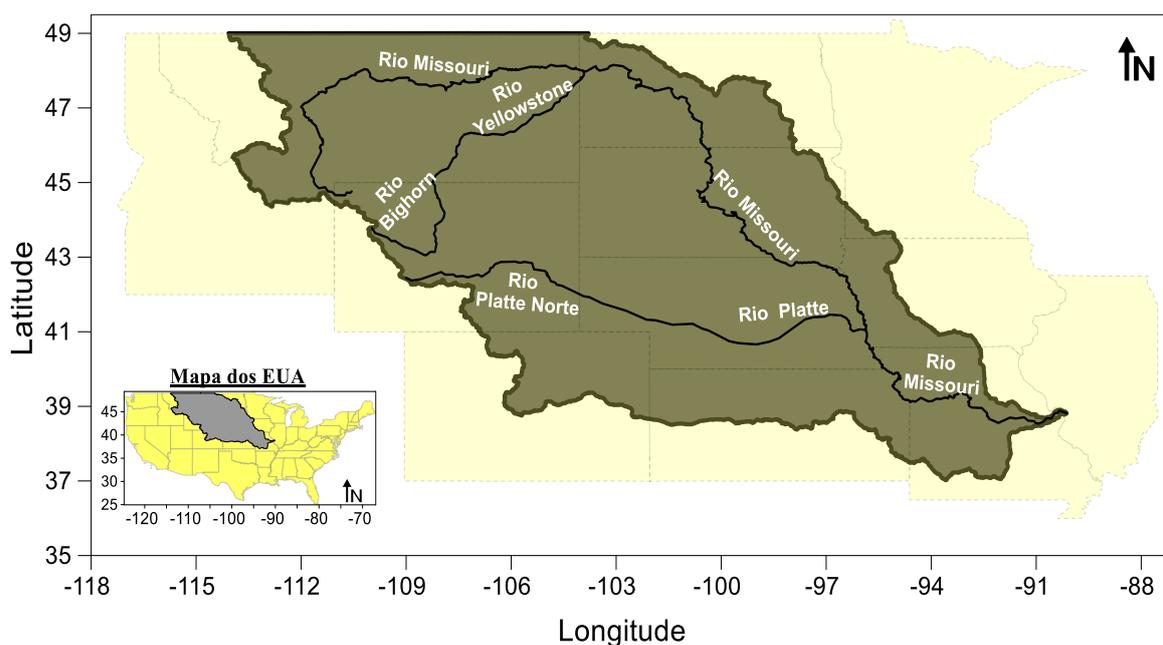
Figura 3.2. Localização da Região Hidrográfica do Rio Paraná – Brasil.



Fonte: Elaborado pela autora.

A Região Hidrográfica do Missouri cobre uma área de mais de 1.300.000 km<sup>2</sup> e está presente em 10 estados Estadunidenses (Montana, Wyoming, Colorado, Dakota do Norte, Dakota do Sul, Minnesota, Iowa, Nebraska, Kansas e Missouri) e nas Províncias canadenses de Alberta e Saskatchewan (Figura 3.3). Os povos que vivem na bacia dependem da água do rio de Missouri para o uso humano, animal, irrigação, necessidades industriais, hidroelétricas, recreação, navegação e habitat dos peixes e dos animais selvagens. A Bacia contém alguns das áreas mais escassamente povoadas e de condados agrários, bem como uma série de grandes áreas metropolitanas, como Omaha, Kansas City e Saint Louis, ao longo do rio Missouri e Denver, no sopé das Montanhas Rochosas. As culturas de grãos para alimentação humana e animal fornecem grande parte da renda agrícola da região da Bacia. Cerca de 47,3 x 10<sup>6</sup> ha estão em terra cultivada nos estados acima mencionados. Desse total, cerca de 4,9 x 10<sup>6</sup> ha são irrigados.

Figura 3.3. Localização da Região Hidrográfica do Rio Missouri – EUA.



Fonte: Elaborado pela autora.

### 3.3. METODOLOGIA

#### 3.3.1. Índices e Tendência de Extremos climáticos

Dos 21 índices de eventos climáticos extremos derivados dos dados de precipitação e temperatura gerados pelo RClindex, apenas 16 foram utilizados nesta pesquisa e suas

definições conforme o Expert Team on Climate Change Detection Monitoring and Indices (ETCCDMI), estão descritas na Tabela 1.

Tabela 1. Definição dos índices extremos de temperatura e precipitação utilizados neste estudo.

<b>Índices</b>	<b>Nome do indicador</b>	<b>Unidade</b>
<b>Rx1day</b>	Quantidade máxima de precipitação em um único dia no ano	mm
<b>Rx5day</b>	Quantidade máxima de precipitação em cinco dias consecutivos no ano	mm
<b>R10mm</b>	Número de dias com precipitação acima de 10 mm em um ano	Dias
<b>R50mm</b>	Número de dias com precipitação acima de 50 mm em um ano	Dias
<b>SDII</b>	Índice simples de intensidade diária de precipitação	mm/dia
<b>CDD</b>	Dias consecutivos secos	Dias
<b>CWD</b>	Dias consecutivos chuvosos	Dias
<b>PRCPTOT</b>	Total anual da precipitação nos dias chuvosos	mm
<b>TXx</b>	Valor máximo da temperatura máxima diária	°C
<b>TXn</b>	Valor mínimo da temperatura máxima diária	°C
<b>TNx</b>	Valor máximo da temperatura mínima diária	°C
<b>TNn</b>	Valor mínimo da temperatura mínima diária	°C
<b>TN10p</b>	Noites frias	Dias
<b>TX10p</b>	Dias frios	Dias
<b>TN90p</b>	Noites quentes	Dias
<b>TX90p</b>	Dias quentes	Dias

O software fornece, para todos os índices, dados estatísticos, tais como: tendência linear calculada pelo método de mínimos quadrados; nível de significância estatística da tendência determinado pelo Teste de Fisher (valor p); coeficiente de determinação ( $r^2$ ) e erro padrão de estimativa; assim como, os gráficos das series anuais.

### 3.3.1.1. Descrição dos Índices Extremos de Precipitação e Temperatura

Ressalta-se que os índices mensais são calculados se não houver mais de 3 dias de falhas em um mês, enquanto os valores anuais são calculados se não houver mais de 15 dias de falhas em um ano. Para índices de limite, um limite é 70% dos dados estão presentes.

**a. Rx1day (Máximo de precipitação em um dia)**

Seja  $RR_{ij}$  o total diário de precipitação em um dia  $i$  e em um período  $j$ . Então, os valores máximos de precipitação de 1 dia para o período  $j$  são:

$$Rx1day_j = \text{Max} (RR_{ij}) \quad (1)$$

**b. Rx5day (Máximo de precipitação em 5 dias consecutivos)**

Seja  $RR_{kj}$  a quantidade diária de precipitação para o intervalo de cinco dias consecutivos terminando em  $k$  no período  $j$ . Então, os valores máximos para o período  $j$  são:

$$Rx5day_j = \text{Max} (RR_{kj}) \quad (2)$$

**c. R10mm (Número de dias com precipitação intensa acima de 10 mm)**

Seja  $RR_{ij}$  a quantidade diária de precipitação no dia  $i$  no período  $j$ . Contar o número de dias em que:

$$RR_{ij} \geq 10 \text{ mm} \quad (3)$$

**d. R50 (Número de dias com precipitação intensa acima de 50 mm)**

Este índice se refere ao número de dias com chuvas superiores ao um valor denominado de  $nn$ , este trabalho utilizou-se 50 mm, ou seja, o número de dias no ano com chuvas superiores a 50 mm/dia. Calculado da seguinte forma. Seja  $RR_{ij}$  a quantidade diária de precipitação em um dia  $i$  e em um período  $j$ . O índice  $R_{nnmm}$  indica o número de dias com precipitação intensa anual quando:

$$RR_{ij} \geq 50\text{mm} \quad (4)$$

**e. SDII (Índice simples de intensidade diária)**

Seja  $RR_{wj}$  a quantidade diária de precipitação em dias chuvosos,  $w$  ( $RR \geq 1\text{mm}$ ) em um período  $j$ . Se  $W$  representa o número de dias chuvosos em  $j$ , então:

$$SDII = \frac{\sum_{w=1}^W RR_{wj}}{W} \quad (5)$$

**f. CDD (Dias consecutivos secos)**

Seja  $RR_{ij}$  a quantidade diária de precipitação em um dia  $i$  em um período  $j$ . O índice CDD indica o número máximo de dias consecutivos secos quando, ou seja, o maior número de dias consecutivos no período  $j$  em que:

$$RR_{ij} < 1\text{mm} \quad (6)$$

**g. CWD (Dias consecutivos chuvosos)**

Seja  $RR_{ij}$  a quantidade diária de precipitação em um dia  $i$  em um período  $j$ . O índice CWD indica o maior número de dias consecutivos no período  $j$  em que:

$$RR_{ij} \geq 1,0\text{mm} \quad (7)$$

**h. PRCPTOT (Precipitação total anual)**

PRCPTOT é o total de precipitação acumulado em um ano, dada por:

$$PRCPTOT = \sum_{i=1}^I RR_{ij}$$

(8)

em que  $I$  é igual a 365 para anos não bissexto e igual a 366 para ano bissexto.

**i. TXx (Maior temperatura máxima diária)**

Seja  $TX_{kj}$  a temperatura máxima diária em um mês  $k$ , período  $j$ . O índice  $TX_x$  indica o maior valor mensal das temperaturas máximas diárias quando:

$$TX_x = \max (TX_{kj}) \quad (9)$$

**j. TXn (Menor temperatura máxima diária)**

Seja  $TX_{kj}$  a temperatura máxima diária em um mês  $k$ , período  $j$ . O índice  $TX_n$  indica o menor valor mensal das temperaturas máximas diárias quando:

$$TX_n = \min (TX_{kj}) \quad (10)$$

**k. TNx (Maior temperatura mínima diária)**

Seja  $Tn_{kj}$  a temperatura mínima diária em um mês  $k$ , período  $j$ . O índice TNx indica o maior valor mensal das temperaturas mínimas diárias quando:

$$TNx_{kj} = \max (Tn_{kj}) \quad (11)$$

**l. TNn (Menor temperatura mínima diária)**

Seja  $Tn_{kj}$  a temperatura mínima diária em um mês  $k$ , período  $j$ . O índice TNn indica o menor valor mensal das temperaturas mínimas diárias quando:

$$TNn_{kj} = \min (Tn_{kj}) \quad (12)$$

**m. TN10p**

Percentual de dias no ano com temperatura mínima inferior ou igual ao do 10° percentil das temperaturas mínimas diárias do período analisado.

$$Tn_{ij} < Tn_{in10} \quad (13)$$

**n. TX10p**

Percentual de dias no ano com temperatura máxima inferior ou igual ao do 10° percentil das temperaturas máximas diárias do período analisado.

$$Tx_{ij} < Tx_{in10} \quad (14)$$

**o. TN90p**

Percentual de dias no ano com temperatura mínima superior ou igual ao 90° percentil das temperaturas mínimas diárias do período analisado.

$$Tn_{ij} > Tn_{in90} \quad (15)$$

**p. TX90p**

Percentual de dias no ano com temperatura máxima superior ou igual ao 90° percentil das temperaturas máximas diárias do período analisado.

$$Tx_{ij} > Tx_{in90} \quad (16)$$

Para o cálculo das tendências dos índices extremos climático aplicou-se o teste não paramétrico de Mann-Kendall (Kendall, 1975). Este é um teste adequado para os dados que não seguem uma distribuição normal e menos sensíveis a outliers (YAN et al. 2015). Este método vem sendo amplamente utilizado para analisar tendências em séries temporais meteorológicas e hidrológicas (SANTOS, 2014, BEZERRA et al. 2018) e pode ser calculado de acordo com a equação (17).

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad (17)$$

O sinal pode ser calculado de acordo com as equações (18), (19) e (20):

$$\text{sign}(x_j - x_k) = 1 \quad \text{se } x_j - x_k > 0 \quad (18)$$

$$\text{sign}(x_j - x_k) = 0 \quad \text{se } x_j - x_k = 0 \quad (19)$$

$$\text{sign}(x_j - x_k) < 1 \quad \text{se } x_j - x_k < 0 \quad (20)$$

A estatística está próxima do normal quando n aumenta. A média e a variância são definidas nas equações. (21) e (22).

$$E(S) = 0 \quad (21)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(i-1)(2i+5)}{18} \quad (22)$$

Onde i é o número de dados repetidos em certo grupo  $t_i$   $(i - 1) (2i + 5)$ .

Após o cálculo da variância, eq. (22), o teste estatístico não paramétrico Mann-Kendall foi calculado com o uso da estatística Z (Z-scores), e assim obter a significância.

O teste estatístico  $Z(s)$  é usado para calcular a tendência de uma série temporal e pode ser obtida de acordo com a equação (23).

$$Z(s) = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{Var(S)}}, & \text{se } S > 0 \\ 0, & \text{se } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{Var(S)}}, & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (23)$$

O teste estatístico  $Z(s)$  é usada como medida de significância de tendência. Na verdade, esse teste estatístico é usado para testar o valor nulo da hipótese,  $H_0$ . Se  $|Z(s)|$  é maior que  $Z\alpha / 2$ , onde  $\alpha$  representa o nível de significância escolhido (neste estudo foi utilizados  $\alpha = 0,05$ ) então a hipótese nula é inválida, implicando que a tendência é significativa.

O valor  $Z$  é usado para julgar a direção da tendência, ou seja, quando:

- $Z > 0$ , a tendência está aumentando,
- $Z < 0$ , a tendência está diminuindo.

Quanto maior o valor absoluto de  $Z$ , mais significativa é a tendência.

- $|Z| > 1,96$  indicam que a tendência é significativa ao nível  $\alpha = 0,05$ ,

O teste de Mann-Kendall não fornece uma estimativa da magnitude da a tendência. Para este propósito, foi aplicado o método Theil-Sen (TSA). O TSA foi originalmente descrita por Theil (1950) e Sen (1968). Esta abordagem fornece uma estimativa de inclinação mais robusta do que a método de mínimos quadrados, porque é insensível a outliers ou valores extremos e compete bem contra simples mínimos quadrados mesmo para dados distribuídos normalmente na série temporal (JIANQING e QIWEI 2003). O TSA também é conhecido como estimador de inclinação Sen. O estimador de inclinação de Sen tem sido amplamente usado pelos pesquisadores para a previsão de magnitude da tendência em série temporal hidrometeorológica (PARTAL e KAHYA 2006; SAYEMUZZAMAN e JHA 2014). Este estudo usou a magnitude da tendência, com os seguintes passos:

- (i) O intervalo entre os pontos de dados da série temporal deve ser igualmente espaçadas.

(ii) Os dados devem ser classificados em ordem crescente de acordo com tempo, a seguinte fórmula foi aplicada para calcular a Inclinação do Sen ( $Q_k$ ):

$$Q_k = \frac{(x_j - x_i)}{j - i} \text{ para } k = 1, 2, \dots, n \quad (24)$$

Na equação (24),  $x_j$  e  $x_i$  são os valores de dados nos tempos  $j$  e  $i$  ( $j > i$ ), respectivamente.

### 3.3.2. Regiões Homogêneas

Para maior confiabilidade nos resultados foram consideradas apenas localidades contendo séries históricas de precipitação de 46 anos, o que acarretou a não uniformidade na distribuição espacial das estações com certas falhas. No agrupamento dos meses com média da precipitação mensal, aplicou-se a análise de agrupamento (Cluster).

As técnicas de agrupamentos consistem em classificar indivíduos de uma população que tenham características semelhantes em um número restrito de classes. Foram testados vários tipos de agrupamentos como Ligação Simples, Ligação Completa, Centróide e Ward. No entanto os métodos que apresentaram melhor coerência espacial com as condições climáticas do local foi o método de Ward. Para medir a similaridade ou dissimilaridade dos grupos ou indivíduos utilizou-se a distância euclidiana, ou seja, a distância entre dois indivíduos ( $i$  e  $j$ ) é dada como a raiz quadrada do somatório das diferenças entre os valores de  $i$  e  $j$  para todas as variáveis ( $v = 1, \dots, p$ ), expressa por:

$$d_{ij} = \sqrt{\sum_{v=1}^p (X_{i,v} - X_{j,v})^2} \quad (25)$$

em que  $d_{ij}$  é a distância euclidiana; e  $X_{i,v}$  e  $X_{j,v}$  são as variáveis quantitativas  $v$  dos indivíduos  $i$  e  $j$  respectivamente.

O método de Ward (1963) propôs que em qualquer estágio de uma análise, a perda de informações, que resulta do agrupamento de indivíduos em grupos, pode ser medida pela soma total do quadrado dos desvios de todos os pontos em torno da média do grupo para o qual estão contidos. Em cada passo dentro da análise a união de todos os pares possíveis do grupo é considerada, e os dois grupos cuja fusão resulta no menor incremento do erro na soma

dos desvios quadráticos são combinados. O agrupamento é obtido diretamente através da equação:

$$W = \sum_{i=l}^n x_i^2 - \frac{1}{n} \left( \sum x_1 \right)^2 \quad (26)$$

Em que o  $x_i$  é o  $i$ -ésimo indivíduo do grupo à qual pertence. As etapas descritas anteriormente, embora instrutivas acerca do processo de agrupar indivíduos, não facilitam a interpretação dos resultados a respeito de como serão obtidos os grupos e o número deles num processo de agrupamento. Necessita-se de instrumentos mais apropriados; um deles é o dendograma que é uma representação gráfica muito usada na análise de agrupamento para apresentar o resultado de um agrupamento.

Para auxiliar na decisão do número de grupos, foi utilizado o método Silhueta, em inglês Silhouette, proposto por (ROUSSEEUW, 1987), que subsidia na escolha de um número ótimo de grupos, avaliando os particionamentos encontrados, e permite visualizar graficamente os agrupamentos.

A silhueta é um gráfico do cluster  $C$  composto por um valor de silhueta  $s(i)$ ,  $i = 1; \dots; n$ , que reflete a qualidade da alocação dos objetos nos grupos. Cada objeto (indivíduo) do cluster é representado por  $i$ . E para cada objeto  $i$  o valor  $s(i)$  é calculado (Equação 1):

$$s(i) = \frac{b(i) - a(i)}{\max(a(i), b(i))} \quad (27)$$

Onde  $a(i)$  é a dissimilaridade média do objeto  $i$  em relação a todos os objetos do mesmo grupo  $C$ , e  $b(i)$  é a dissimilaridade média entre o objeto  $i$  em relação a todos os objetos do grupo vizinho mais próximo a ele, grupo  $X$ .

O valor de  $s(i)$  varia no intervalo entre -1 e 1, sendo adimensional. Quando um valor de  $s(i) \approx 1$ , significa que o objeto  $i$  foi bem classificado no grupo  $C$ , pois  $a(i) < b(i)$ . Se o valor de  $s(i) \approx -1$ , significa que o objeto foi mal classificado, pois  $a(i) > b(i)$ , ou seja, o objeto  $i$ , em média, está mais distante dos objetos do seu próprio grupo, isto é, o objeto do grupo  $C$  está mais próximo dos objetos do grupo  $X$ . Por sua vez, se  $s(i) = 0$ , o objeto  $i$  está entre os grupos  $C$  e  $X$ , isso ocorre

quando  $a(i) = b(i)$ , indicando que o objeto está num ponto intermediário a dois grupos. Logo, quanto mais próximo a 1, melhor será a qualidade do agrupamento (SOUZA, 2007).

Uma interpretação subjetiva para este método foi proposta por (KAUFMAN; ROUSSEEUW, 1990), que subsidia na avaliação do agrupamento encontrado (Tabela 1). O coeficiente de silhueta (CS(i)) é uma medida de qualidade para toda estrutura de agrupamento que foi descoberta pelo algoritmo de classificação.

Tabela 2. Interpretação de agrupamentos segundo coeficiente de silhueta (CS(i))

CS(i)	Interpretação sugerida
0,71 – 1,00	Estrutura muito robusta
0,51 – 0,70	Estrutura razoável
0,26 – 0,50	Estrutura fraca
$\leq 0,25$	Estrutura ausente

Fonte: Adaptada de (KAUFMAN; ROUSSEEUW, 1990)

### 3.3.3. Análise de Ondeletas

Os dados foram adquiridos em formato de bloco de notas, convertidos para o Excel® e tratados para gerar o índice de PRP, o qual foi submetido à Análise de Ondelela. Esse índice se refere à anomalia mensal de precipitação, normalizada pelo respectivo desvio-padrão mensal, calculado através de (DA SILVA et al., 2010):

$$AVar_{i,j} = \frac{(Var_{i,j} - \overline{Var}_i)}{\sigma_i} \quad (28)$$

Em que a  $Var_{i,j}$  é a anomalia normalizada da precipitação no ano  $j = 1, 2, 3, \dots, N$  e mês  $i = 1, 2, 3, \dots, 12$ ;  $Var_{i,j}$  é a precipitação no ano  $j = 1, 2, 3, \dots, N$  e mês  $i = 1, 2, 3, \dots, 12$ ;  $\overline{Var}_i$  e  $\sigma_i$  são a média climatológica e o desvio padrão do mês  $i$ .

O uso desse índice é justificado e utilizado por diversos autores (KOUSKY e CHU, 1978; ANDREOLI et al., 2004; DA SILVA et al., 2010; DA SILVA, 2013).

A aplicabilidade da Análise de Ondeletas se deve principalmente porque permite decompor uma série temporal em diferentes níveis de resolução tempo-frequência e, então determinar, as componentes da variabilidade dominante (TORRENCE e COMPO, 1998).

O termo ondeleta refere-se a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por dilatações (a) e translações (b) de uma função simples  $\psi(t)$  de variável real t, algumas vezes chamada de “ondeleta-mãe”. As funções derivadas a “ondeleta-mãe” são denominadas de “ondeletas filhas”, ou simplesmente ondeletas (WENG e LAU, 1994). Esta função deve ser quadraticamente integrável dentro de um intervalo real, ou espaço  $[L^2(\mathfrak{R})]$ , ou seja, deve apresentar energia finita. Define-se matematicamente a função ondeleta numa escala a e posição b, onde a e b são valores reais, e  $a > 0$ , como sendo:

$$\psi_{a,b}(t) = (1 / a^{1/2}) \psi(t-b/a) \quad (29)$$

A transformada em ondeletas contínua da função  $f(t)$  é definida pela seguinte equação:

$$(W\psi f)(a, b) = (1 / a^{1/2}) \int f(t) \psi(t-b/a) dt \quad (30)$$

Em que  $f(t)$  é a função que constitui a série de dados a ser analisada. O termo  $1/a^{1/2}$  é utilizado para normalizar a energia de cada ondeleta.

A ondeleta Morlet é complexa e possui características semelhantes às de sinais meteorológicos, tais como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Segundo a literatura, este é um critério para escolha da função ondeleta (WENG e LAU, 1994; MORETTIN, 1999).

A função de Morlet é dada pela seguinte expressão:

$$\psi(t) = e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (31)$$

em que, o termo  $t$  é o tempo,  $s$  é a escala da ondeleta e  $i\omega$  é uma frequência não dimensional. Todos esses parâmetros são introduzidos no “script” de programação do Software Matlab.

Pode-se então variar a "escala" da ondeleta mudando sua largura. Esta é a vantagem real da AO. Ondas Morlet apresentam alta frequência enquanto gaussianas apresentam baixa frequência. Para a determinação de ciclos curtos ou longos modifica-se o tipo da onda para Morlet ou Gaussiana, respectivamente.

A maneira de mudar o tamanho total das ondeletas em relação ao tempo, as chamadas "ondeletas escaladas" é representada como:

$$\varphi[(n' - n) \delta t / s] = (\delta t / s)^{1/2} \varphi_0 [(n' - n) \delta t / s] \quad (32)$$

em que  $s$  é o parâmetro de "dilatação" usado para mudar a escala, e  $n$  é o parâmetro de transformação no tempo. O fator de  $s^{-1/2}$  é uma normalização para manter a energia total da Ondeleta. A transformação do conjunto da onda é dada por:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} X_{n'} \varphi * [(n' - n) \delta t / s] \quad (33)$$

Em que o asterisco (\*) denota o complexo conjugado de  $\varphi$ . A integral acima pode ser utilizada para valores de escalas (desde alta frequência até a mais baixa). Um retrato bidimensional da variabilidade pode então ser construído e traçando a amplitude e a fase da Ondeleta.

### 3.3.4. Correlação de Pearson

O cálculo das correlações entre os índices de extremo climático e as Oscilações decenais dos Oceanos Atlântico e Pacífico foi feito utilizando o coeficiente de correlação de Person, e para saber quão confiável esta correlação será, obteve-se o valor de  $t$ , através do teste t-student.

O coeficiente de correlação de Pearson não tem esse nome por acaso. É comum atribuir exclusivamente a Karl Pearson o desenvolvimento dessa estatística, no entanto, como bem lembrou Stanton (2001), a origem desse coeficiente remonta o trabalho conjunto de Karl Pearson e Francis Galton (Stanton, 2001).

O coeficiente de correlação Pearson ( $r$ ) varia de -1 a 1. O sinal indica direção positiva ou negativa do relacionamento e o valor sugere a força da relação entre as variáveis. Uma correlação perfeita (-1 ou 1) indica que o escore de uma variável pode ser determinado exatamente ao se saber o escore da outra. No outro oposto, uma correlação de valor zero indica que não há relação linear entre as variáveis

Todavia, como valores extremos (0 ou 1) dificilmente são encontrados na prática é importante discutir como os pesquisadores podem interpretar a magnitude dos coeficientes. Para Cohen (1988), valores entre 0,10 e 0,29 podem ser considerados pequenos; escores entre 0,30 e 0,49 podem ser considerados como médios; e valores entre 0,50 e 1 podem ser interpretados como grandes. Dancy e Reidy (2006) apontam para uma classificação ligeiramente diferente:  $r = 0,10$  até 0,30 (fraco);  $r = 0,40$  até 0,6 (moderado);  $r = 0,70$  até 1 (forte). Seja como for o certo é que quanto mais perto de 1 (independente do sinal) maior é o grau de dependência estatística linear entre as variáveis. Entretanto, a melhor maneira de verificar a qualidade do coeficiente de correlação obtido é por meio de um teste de hipótese, ou seja, um teste estatístico, como por exemplo o teste t de Student.

Testes de significância ou hipótese com respeito aos vários valores de  $\rho$  requerem o conhecimento das distribuições amostrais de  $r$ . Para  $\rho = 0$  esta distribuição é simétrica, e a estatística envolvendo a distribuição de Student pode ser usada. Para  $\rho \neq 0$ , a distribuição é 'skewed' (alongada). Nestes casos uma transformação desenvolvida por Fisher produz uma estatística que é aproximada a distribuição normal.

Teste de Hipótese para  $\rho = 0$ . Aqui usamos a estatística de t Student:

$$t_{cal} = \frac{r \cdot \sqrt{N - 2}}{\sqrt{1 - r^2}} \quad (34)$$

em que  $t_{cal}$  é o valor a ser comparado com o t da função densidade de probabilidade da distribuição t de Student, obtido medindo o tamanho da área abaixo dessa função para valores

maiores ou iguais a  $t$ ,  $N-2$  é o grau de liberdade da amostra. Neste caso  $N =$  varia entre 45 e 32, haja vista que  $N$  são os anos utilizados após o filtro da média móvel de nove,  $r$  é o coeficiente de correlação.

Para o teste  $t$ -student, com amostra de 32 pares de valores, considera-se que para valores de  $t$  maiores ou iguais a 1,301, o grau de confiabilidade é de 90% ( $p\_valor = 0,1$ ); para  $t$  maior ou igual a 1,69, o grau de confiabilidade é de 95% ( $p\_valor = 0,05$ ) e para obter 99% de confiabilidade ( $p\_valor = 0,01$ ), o valor  $t$  precisa ser maior ou igual a 2,42 (estes valores são todos tabelados).

### **3.3.5. ATBD – Uso e Cobertura da Terra**

Tudo começa com as imagens do satélite Landsat, com resolução de 30 metros, disponíveis gratuitamente na plataforma Google Earth Engine e com uma série temporal de mais de 30 anos. São necessárias 380 imagens Landsat para cobrir o Brasil, cada uma delas com dezenas de milhões de pixels: no total, são mais de 9 bilhões de pixels de 30 x 30 metros para perfazer todo o país. Estes pixels são as unidades de trabalho do MAPBIOMAS.

As imagens podem conter nuvens, fumaça e outros artefatos que podem “sujá-las”. Para produzir uma imagem limpa, são selecionados os pixels sem nuvem dentre as imagens disponíveis para o período selecionado.

Para cada um destes pixels são extraídas métricas que explicam o comportamento do pixel naquele ano. Isso é feito com cada uma das 7 bandas espectrais do satélite assim como para as frações e índices espectrais calculados. Ao final cada pixel para um ano carrega até 105 camadas de informação.

Para cada ano é montado um mosaico que cobre o Brasil representando o comportamento de cada pixel através de 105 métricas ou camadas de informação.

Este conjunto de mosaicos é salvo como uma coleção de dados (ASSET) dentro da plataforma do Google Earth Engine. Estes mosaicos serão utilizados em duas formas principais. Primeiro como fonte de parâmetros para o algoritmo classificar as imagens. É deste mosaico também que sai a composição RGB que permite visualizar a imagem de fundo na plataforma MAPBIOMAS. Esta composição também é utilizada para a coleta de amostras de treinamento e avaliação de acurácia por interpretação visual.

A partir dos mosaicos de imagens, as equipes de cada bioma e de cada tema transversal produzem um mapa de cada classe de cobertura e uso do solo (floresta, campo, agricultura, pastagem, área urbana, água, etc.). Para isso, os analistas do MAPBIOMAS utilizam um classificador automático chamado de “random forest”, que roda na nuvem de processadores da Google. Esse sistema é baseado em aprendizado de máquina: para cada tema a ser classificado, as máquinas são “treinadas” com amostras dos alvos a serem classificados.

Estas amostras são obtidas por meio de mapas de referência, geração de mapas de classes estáveis das séries anteriores do MAPBIOMAS e por coleta direta por interpretação visual das imagens Landsat.

A classificação é feita para cada um dos anos da série podendo ser salvas como um único mapa por classe onde cada pixel tem número de camadas correspondente ao número de anos da série histórica analisada.

O filtro espacial visa ampliar a consistência espacial dos dados eliminando pixels isolados ou de borda. São definidas regras de vizinhança que podem levar a alteração da classificação do pixel. Por exemplo, um pixel que tenham menos de dois dos nove pixels vizinhos na mesma classe será reclassificado para a classe predominante na vizinhança. Cada pixel em cada ano e para cada classe de uso para por este processo de filtragem espacial.

Para reduzir inconsistências temporais, em especial as mudanças de cobertura e uso impossíveis ou não permitidas (ex. Florestal Natural > Não Floresta > Floresta Natural) e corrigir falhas por excesso de nuvem ou falta de dados são aplicadas regras de filtro temporal. Para cada bioma, tema ou região podem ter regras específicas de filtro temporal. No total na Coleção 3 foram aplicadas mais de uma centena de regras. O filtro temporal é aplicado em cada pixel analisando todos os anos da Coleção (ex. Coleção 3 foram 33 anos).

Nesta etapa, os mapas de cada classe são integrados em um único mapa, que representa a cobertura e o uso da terra de todo território para cada ano. São aplicadas regras de prevalência: assim, caso um mesmo pixel seja classificado em dois mapas de classes distintas, é possível definir a qual pertence no mapa final. As regras de prevalência podem variar de acordo com as peculiaridades dos biomas, temas ou regiões.

A integração é feita para cada ano da série e gera um mapa integrado para cada ano geralmente salva como um único ASSET com o número de camadas anuais do período analisado.

O Mapa integrado passa por mais uma etapa de filtro espacial para limpar as bordas e pixels soltos como consequência do processo de integração.

Para entender as mudanças na cobertura e uso do solo são produzidos mapas com as transições das classes entre diferentes pares de anos selecionados. Assim é possível visualizar o dinamismo do território, e responder a perguntas como quanto de floresta virou pastagem de um ano para outro, por exemplo, entre outras alterações na paisagem. Mapas de transição são produzidos pixel a pixel e após finalizados também passam por um filtro espacial para eliminar pixels de transição isolados ou de borda.

Os passos detalhados desta metodologia estão descritos no manual da Coleção 3 e disponíveis no site <http://www.mapbiomas.org/>.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. REGIÃO HIDROGRÁFICA DO PARANÁ

#### 4.1.1. Climatologia da Região Hidrográfica do Paraná

Com base nos dados históricos climáticos obtidos para o desenvolvimento desta pesquisa escolheu-se o período de 1981-2010 para gerar a climatologia sazonal das temperaturas do ar máxima e mínima e da precipitação utilizando o método de Kriging para interpolar e gerar as configurações espaciais climáticas (Figura 4.1).

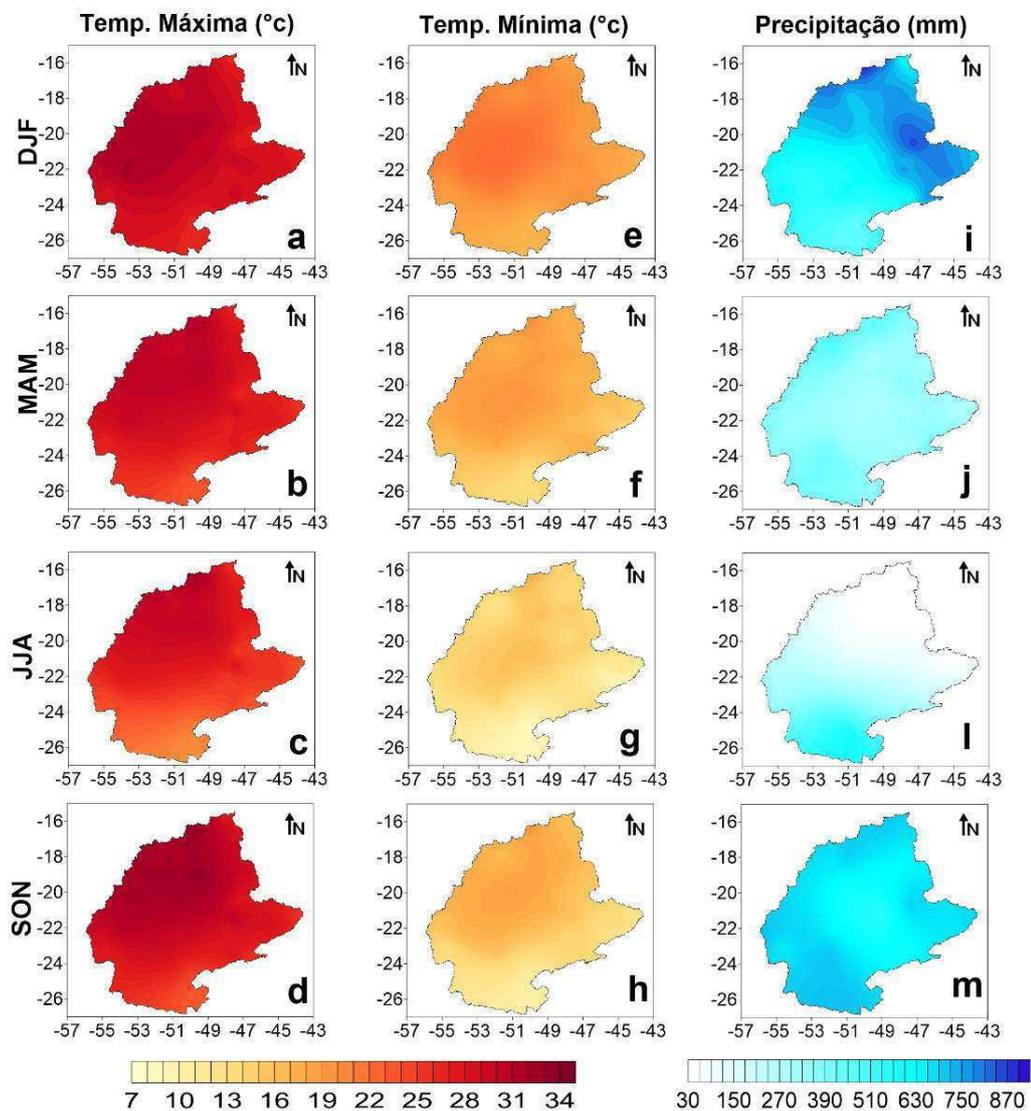
Observa-se nas configurações sazonais de temperatura (Figuras 4.1a a 4.1h) os meses em que o sol está em sua posição boreal, verão (4.1a e 4.1e), contribuem com uma maior disponibilidade de energia, produzindo temperaturas máxima e mínima variando entre 22,0°C a 32,0°C e 13,5°C a 22°C, respectivamente. No período do inverno (Figuras 4.1i e 4.1g) as temperaturas se apresentam bem amenas com temperaturas variando sobre a bacia entre 7,0°C e 15,0°C nas mínimas e 18,5°C a 32,0°C para as máximas. Ressalta-se que os menores valores observados durante o inverno estão na porção sul da bacia e isto se deve a sistemas frontais e massas polares que chegam com um pouco mais de força do que comparado a porção norte da bacia, uma vez que o sistema vai enfraquecendo e perdendo suas características principais.

Nos mapas sazonais de precipitação (Figura 4.1i a 4.1m) nota-se que a marcha sazonal da precipitação, ao longo do ano, é bem definida, por assim dizer, com a passagem da estação chuvosa para a seca, ou vice-versa, se dá de maneira gradual, ou seja, os volumes de chuvas vão diminuindo ou aumentando com o passar dos meses, até chegarem aos valores máximos, quando, daí em diante, recuam gradativamente até atingirem aos valores mínimos. Como pode ser observado o trimestre de DJF (verão, 4.1i) é caracterizado como o mais chuvoso da bacia, com acumulados variando entre 400 mm/estação e 850 mm/estação e os picos máximos situados na faixa norte-leste. No trimestre de MAM (outono, Figura 4.1j) dá-se início a redução nos volumes pluviométricos que apresentará ápice de redução em JJA (inverno, Figura 4.1l), caracterizando este trimestre como seco com precipitação variando entre 24 mm/estação e 307 mm/estação. Destaca-se que o trimestre de SON (primavera, Figura 4.1m) é caracterizado pelo início das chuvas nas bacias, que terá seu ápice em DJF, observa-se que este aumento é mais visível na faixa sul da bacia. Tornando evidente e confirmando que o clima da área é subtropical que sofre influências de latitudes médias e dos trópicos, com

estação seca bem definida (no inverno) e estação chuvosa de verão com chuvas convectivas; além disso, sistemas frontais causam chuvas na maior parte do ano.

Os principais sistemas meteorológicos causadores de chuva na área estudada são sistemas frontais, vórtices ciclônicos, frontogêneses e ciclogêneses, Zona de Convergência do Atlântico Sul, Linhas de instabilidade e bloqueios atmosféricos como pode ser visto na revisão bibliográfica feita por Reboita et al. (2010).

Figura 4.1. Climatologia sazonal (1981 - 2010) de temperatura máxima (esquerda), temperatura mínima (centro) e precipitação (direita) da RHP.



Dados: Instituto Nacional de Meteorologia  
Fonte: Pâmela Ávila

Fonte: Elaborado pela autora.

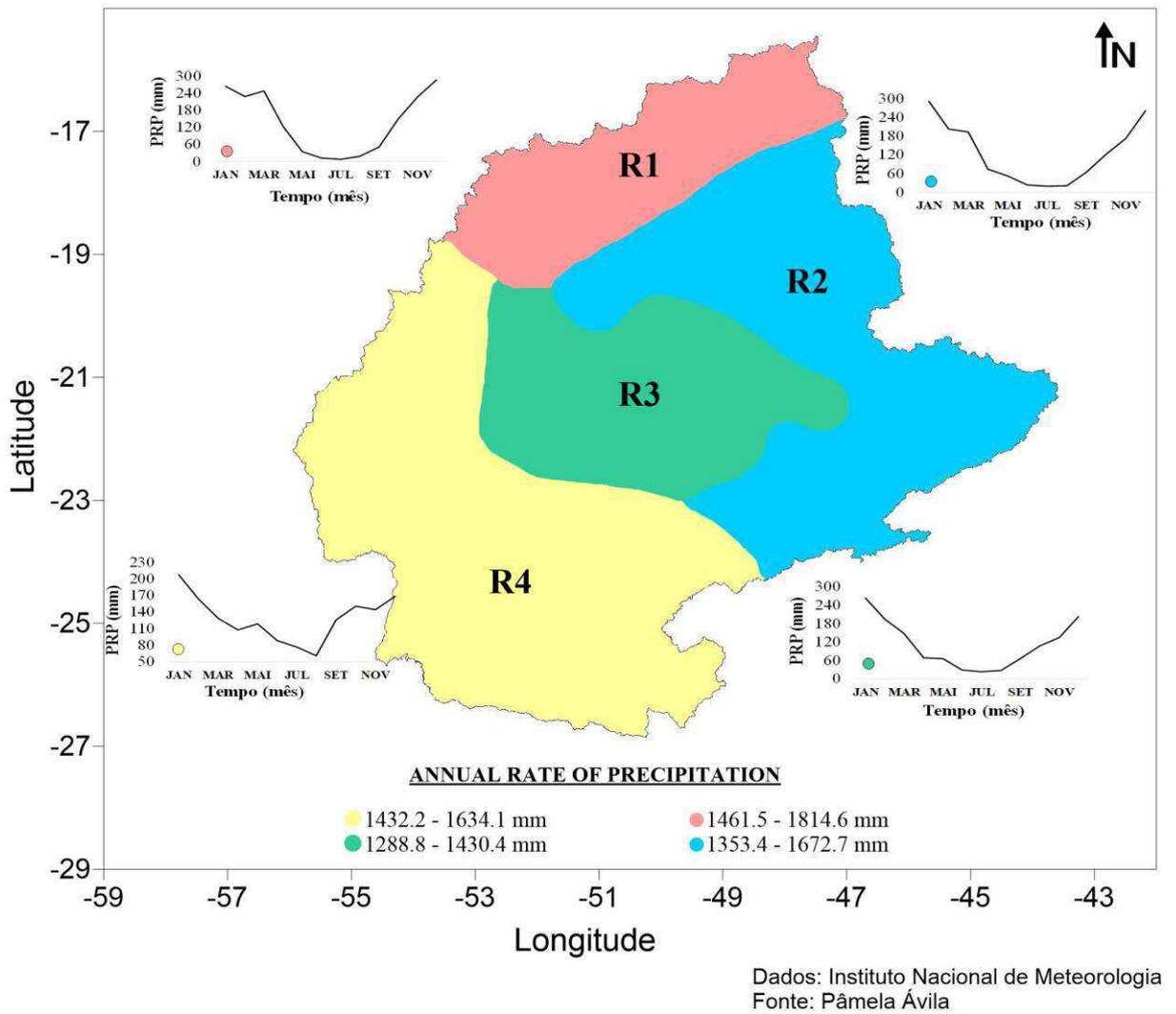
#### 4.1.2. Região Homogênea de Precipitação da Região Hidrográfica do Paraná

Para a classificação das regiões homogêneas de precipitação foi utilizando o método hierárquico de Ward com dissimilaridade da distância Euclidiana, levando em consideração a relação da variabilidade sazonal e interanual. Usaram-se os totais médios mensais para o período de 1970 a 2016 para formar grupos com características semelhantes dentro da área de estudo. Verificou-se que para esta bacia a melhor representatividade são quatro grupos (Cluster) sendo confirmada pelo método de Silhouette, denominadas de R1, R2, R3 e R4 (Figura 4.2).

A região R1 compreende a porção noroeste-norte da bacia, apresenta totais anuais médios variando entre 1461,5 e 1814,6 mm/ano, com trimestre chuvoso compreendido entre os meses de dezembro a fevereiro e o seco entre junho a agosto. Sendo o dezembro (julho) o mês mais chuvoso (seco) com 286,1 mm/mês (6,3 mm/mês). A R2 abrange a porção nordeste-leste da bacia tem total médio anual variando entre 1353,4 e 1672,2 mm/ano. Seu mês mais chuvoso é janeiro e o mais seco é julho, com totais pluviométricos mensais de 290,8 e 19,2 mm/mês, respectivamente. A região R3 está situada no centro da bacia e é a região com menor acumulado médio anual de precipitação entre as quatro regiões, variando entre 1288,8 a 1430,4 mm/ano, seu trimestre chuvoso é dezembro a fevereiro e o seco de junho a agosto, sendo janeiro (julho) representado o mês mais chuvoso (seco) com 263,3 mm/mês (24 mm/mês). Finalmente, a região R4 compreende a porção sul-sudoeste da bacia, compreende a maior porção territorial da bacia apresentando total médio anual variando entre 1432,2 e 1634,1 mm/ano. Seu mês mais chuvoso é janeiro e diferente das demais regiões, a R4 tem o mês mais seco em agosto, com totais pluviométricos mensais de 206,3 e 60,6 mm/mês, respectivamente.

Observa-se que todas as regiões, com exceção da R4, apresentam marcha sazonal de precipitação ao longo do ano semelhante, destacando bem seus períodos secos e chuvosos.

Figura 4.2. Regiões homogêneas em relação a variabilidade espacial da precipitação para a RHRB seguida do ciclo anual médio e acumulados (máximo e mínimo) anual de cada R.H.



Fonte: Elaborado pela autora.

#### 4.1.3. Variabilidade Multiescalar da precipitação da Região Hidrográfica do Paraná

A Análise de Ondeleta tem a capacidade de detectar ciclos e escalas temporais em uma série de dados. Para a confecção dos gráficos de Análise de ondeletas para as 4 regiões homogêneas da Bacia do Rio Paraná, foram utilizados dados padronizados de precipitação no período de 1981 a 2016, para que todos fossem analisados no mesmo período. Com base nesses dados foram gerados gráficos do índice de precipitação e espectros de potência da ondeleta e global utilizando a metodologia Morlet (Figura 4.3).

De modo geral, destaca-se que cada região é influenciada de maneira diferente com ciclos distintos nas escalas intrasazonal, interanuais e interdecenais, mas apresentam um ponto em comum com relação aos ciclos e intrasazonais e em torno de quatro anos.

A R1 tem resultados bem interessantes em relação às suas séries temporais de precipitação, pois esta é dominada pela escala de 4 anos, ligada ao ENOS e TNA, seguida das escalas anuais e intrasazonais (R1b e R1c) observados nos anos 1982, 1983, 1984, 1989, 1990, 1992 e 1997, sendo este último ano mais influente nas escalas menores implicando em um sinal forte no índice de precipitação como pode ser verificado em R1a. Diferente da R1 a R2 apresenta uma série com poucas variações mais intensas indicando que a mesma é dominada pela escala anual e em seguida pelas escalas de 4 anos, 11 anos e sazonal, conforme EGP (R2b) e EPO (R2c). A R3 indica presença dominante da escala decadal de 11 anos com influência secundária das escalas de 1 a 4 anos e a interanual, indicado na EPO (R3b) e EPG (R3c). Estas escalas influenciaram fortemente a precipitação dos anos 1982, 1983, 1985, 1997, 1998, 2007, 2009, 2012 e 2015 com presença de anomalias positivas de precipitação acima de 2 desvios padrão (R3a). Ao analisarmos os índices de precipitação da R4 verificamos que as anomalias positivas de precipitação mais intensas estão associadas aos anos de 1983, 1987, 1989, 1997, 1998, 2005, 2012, 2015 (R4a) com forte influência dominante da escala de 4 anos seguida das escalas secundárias de 7 anos e da decadal de 16 anos, escalas estas relacionadas ao ENOS e ODP.

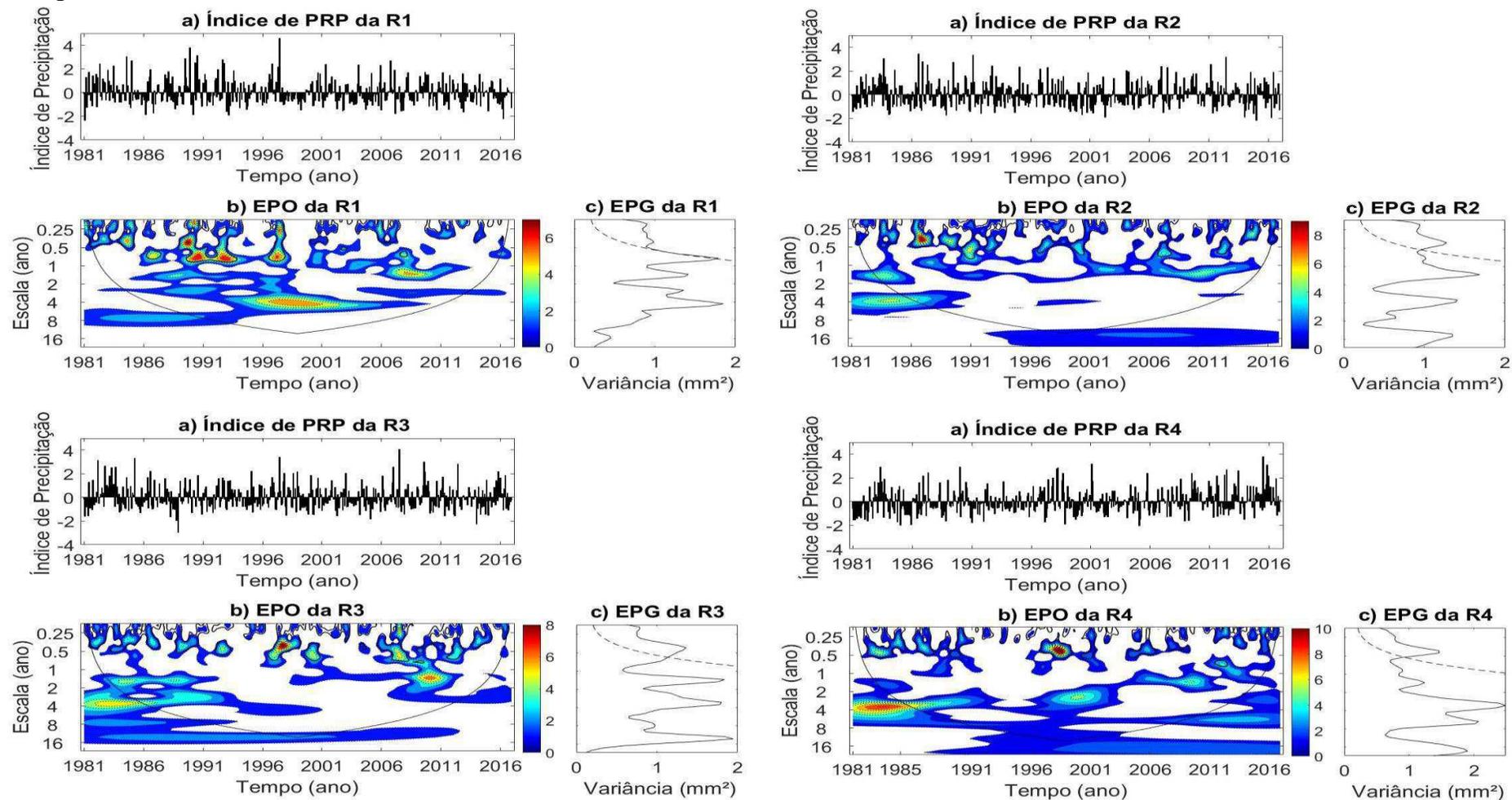
Diante do comportamento da precipitação é identificável a influência de quatro escalas distintas a sazonal, interanual, ENOS, TNA e ODP que atuam sobre a área da RHP de maneira diferente em cada região. Ressalta-se que a maioria dos anos em destaque, são anos em que foi observada a atuação do El Niño no Oceano Pacífico.

De fato, estes resultados são em sua maioria coerentes e representam a dinâmica oceano-atmosférica influenciadora da precipitação na região, ora atuando no aumento e

outrora na redução. Em análise as séries climatológicas dos índices climáticos, verificou-se com relação ao Oceano Pacífico que em anos com atuação da PDO positiva e El Niño (PDO negativa e La Niña) um aumento (redução) da precipitação da área de estudo, com exceção de alguns anos onde a R1 tende a seguir o padrão inverso por ter influência do padrão de precipitação amazônico, por meio do transporte de umidade do jato de baixos níveis ao leste dos Andes, e no geral, o ENOS tem maior atuação quando comparada a PDO. Com relação ao Oceano Atlântico os anos de ocorrência de precipitação acima (abaixo) da média coincidiram com a NAO negativa, AMO e TNA positiva (NAO positiva, AMO e TNA negativa), ressaltando que a TNA irá ter maior influência. Contudo, deve-se ressaltar, no geral para a área da Bacia o padrão observado no Oceano Pacífico terá maior atuação no (des.) favorecimento da precipitação.

Resultados semelhantes ao encontrado nesta pesquisa com relação aos sinais e influências de fenômenos de escalas diferentes sobre a precipitação são reportados na pesquisa de Sousa e Silva (2013) e Costa et al. (2017) que utilizaram a mesma técnica para localidades distintas do Nordeste brasileiro.

Figura 4.3. (a) Índice de precipitação (Prp) normalizado pelo desvio padrão (a); Espectro de potência de ondaleta (EPO), contornos com linha contínua correspondem a variâncias normalizadas significativas ao nível de 5%, a curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante (b); Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo no intervalo de confiança de 95% (c), para as Regiões R1, R2, R3 e R4 da RHP.



Fonte: Elaborado pela autora.

#### 4.1.4. Tendência dos Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Paraná

As tendências dos índices extremos de precipitação dias consecutivos secos (CDD), dias consecutivos chuvosos (CWD), Quantidade máxima de precipitação em um único dia no ano (Rx1day), Quantidade máxima de precipitação em 5 dias no ano (Rx5day), Número de dias com precipitação acima de 10 mm em um ano (R10), Número de dias com precipitação acima de 50 mm em um ano (R50), Total anual da precipitação nos dias chuvosos (PRPCTOT), índice simples de intensidade diária de precipitação (SDII) com significância estatística ao nível de 5% estão representados nas Figura 4.4 como triângulos preenchidos.

Os resultados indicam aumento, com significância estatística, dos eventos de CDD (Fig. 4.4a) entorno de 38, 26, 31 e 7 dias/período em Brasília, Catanduva, Ivaí e Maringá, respectivamente. Para CWD (Fig. 4.4b) as localidades a leste da região hidrográfica indicam redução de média de 2 dias/período, enquanto as demais mostram tendências de aumento em torno de 1 dias/período, contudo estes resultados não apresentam significância estatística. Em relação ao R10 (Fig. 4.4e) observa-se uma divisão nos números de localidades que indicam aumento e redução nos dias com precipitação acima de 10 mm. Por outro lado, em R50 (Fig. 4.4f) nota-se um aumento comum entre todas as localidades, contudo, apenas Uberaba, Ivaí e Campo Mourão apresentaram significância estatística de 2 e 1 dias/período. Por apresentar uma grande área e está apresentando dinâmica diferente entre as localidades é coerente que os resultados observados nos índices sejam divergentes em alguns momentos e isso pode ser comprovado nas pesquisas realizadas por Haylock et al. (2006), Santos et al. (2012), Santos (2014) e Silva et al. (2015), que analisaram as tendências de precipitação na América do Sul, Rio Claro – SP, Reserva Ecológica - DF e Estado do Paraná, respectivamente.

Os acumulados de chuvas em 1 e 5 dias (Rx1day- Fig. 4.4c, e Rx5day- Fig. 4.4d) vem apresentando aumento em comum nas localidades de Brasília, Pirenópolis, Jataí, Catalão, Uberaba, Araxá, Maringá, Campo Mourão e Ivaí. Porém, quando levamos em consideração somente os estatisticamente significativos destacamos para Rx1 Ivaí, Campo Mourão, Lavras, Pirenópolis e Uberaba com acumulados  $\geq 15$  mm/período e  $\leq 23$  mm/período, enquanto em Rx5day Brasília e Pirenópolis com 36 mm/período, Jataí com 71 mm/período e Ivaí com 17 mm/período.

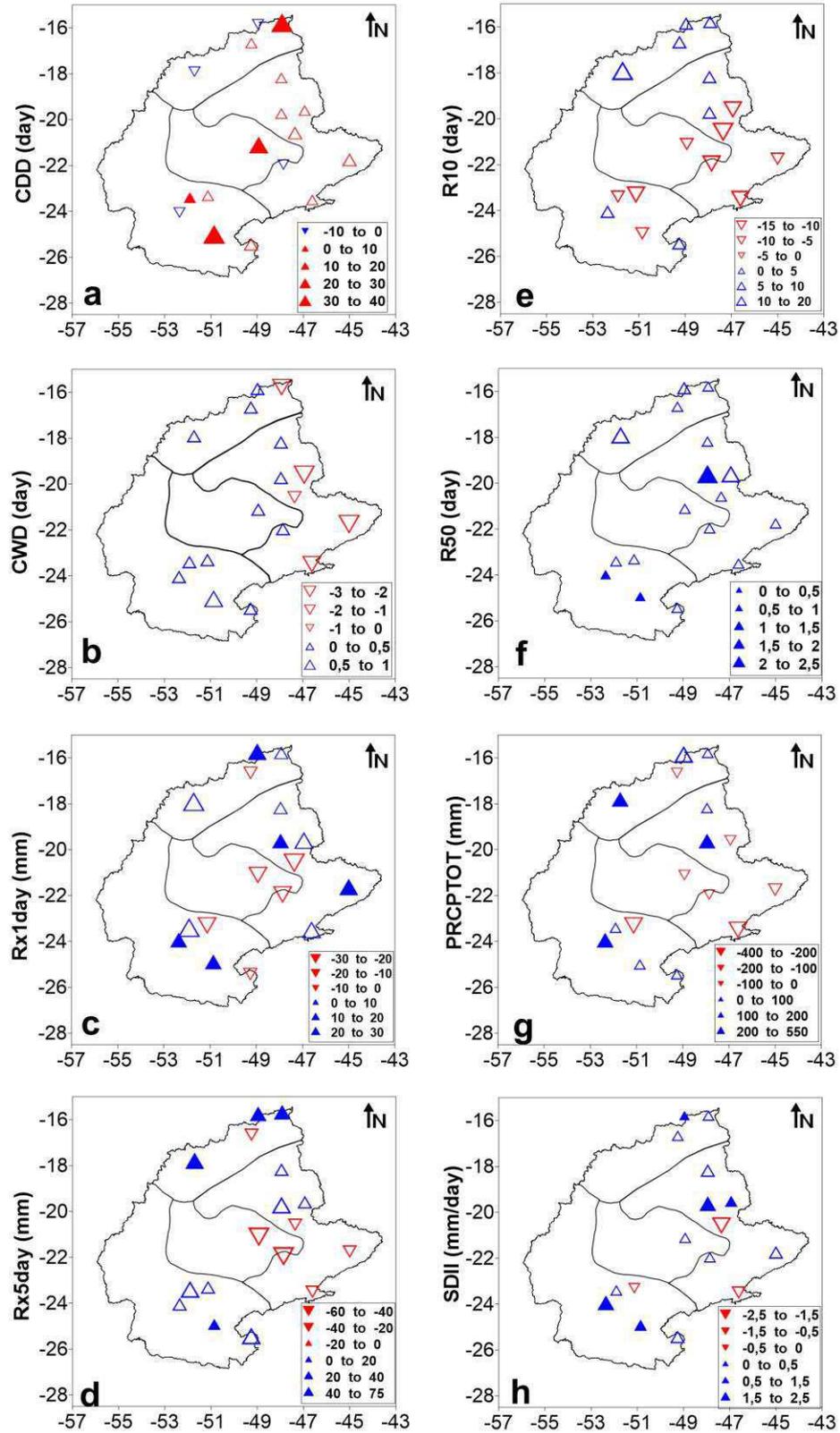
Levando em consideração que estes índices expressam frequência e intensidade dos eventos de chuva sobre a área da região hidrográfica podemos destacar um ponto bem interessante na área de estudo, e principalmente em relação a localidade de São Paulo que

mesmo não apresentando resultados com significância estatística, exibem resultados indicando redução das chuvas (CDD) e favorecem as chuvas intensas (Rx1day e R50) que causam alagamentos e uma das causas desses extremos se deve em grande parte ao aumento das áreas urbanizadas e falta de infraestrutura que favoreçam o escoamento das chuvas mais intensas.

Em relação a distribuição espacial dos totais anuais (PRCPTOT- Fig. 4.4g) observa-se uma partição em relação aos resultados com 9 localidades indicando aumento e 8 indicando redução, entretanto apenas Jataí, Uberaba e Campo Mourão são representativos e apontam aumento acima de 200 mm/período estando de acordo com os resultados obtidos por Zandonadi et al. (2015). Diferente dos resultados encontrados nesta pesquisa autores como Assis et al. (2012) identificaram tendências negativas da PRCPTOT nas 8 localidades estudadas da Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe no período de 1963 a 2008.

A não homogeneidade em relação aos resultados obtidos em estudos envolvendo uma grande área também foram observados nos resultados de Bezerra et al. (2018) para Bacia do Rio São Francisco, Zandonadi et al. (2015) para Região Hidrográfica do Paraná. Deve-se ressaltar que Segundo Santos et al. (2011) a quantidade de índices com tendências de precipitação com significância estatística é reduzida porque a precipitação tem grande variabilidade temporal e essa variabilidade ocorre principalmente em regiões sujeitas a eventos extremos intrasazonais e / ou intrasazonais (tempestades e chuvas fortes intercaladas por longos períodos de seca, anos úmidos ou secos). Assim, as tendências de mudanças de precipitação a longo prazo terão significância estatística se a ocorrência de eventos extremos (anos secos ou úmidos) for frequente.

Figura 4.4. Distribuição espacial das tendências dos índices climáticos de precipitação, calculados para 17 estações no período de 1970-2016. O tamanho dos triângulos indica a intensidade das variações da tendência, os triângulos preenchidos indicam nível de significância com  $p\_valor \leq 0,1$ .



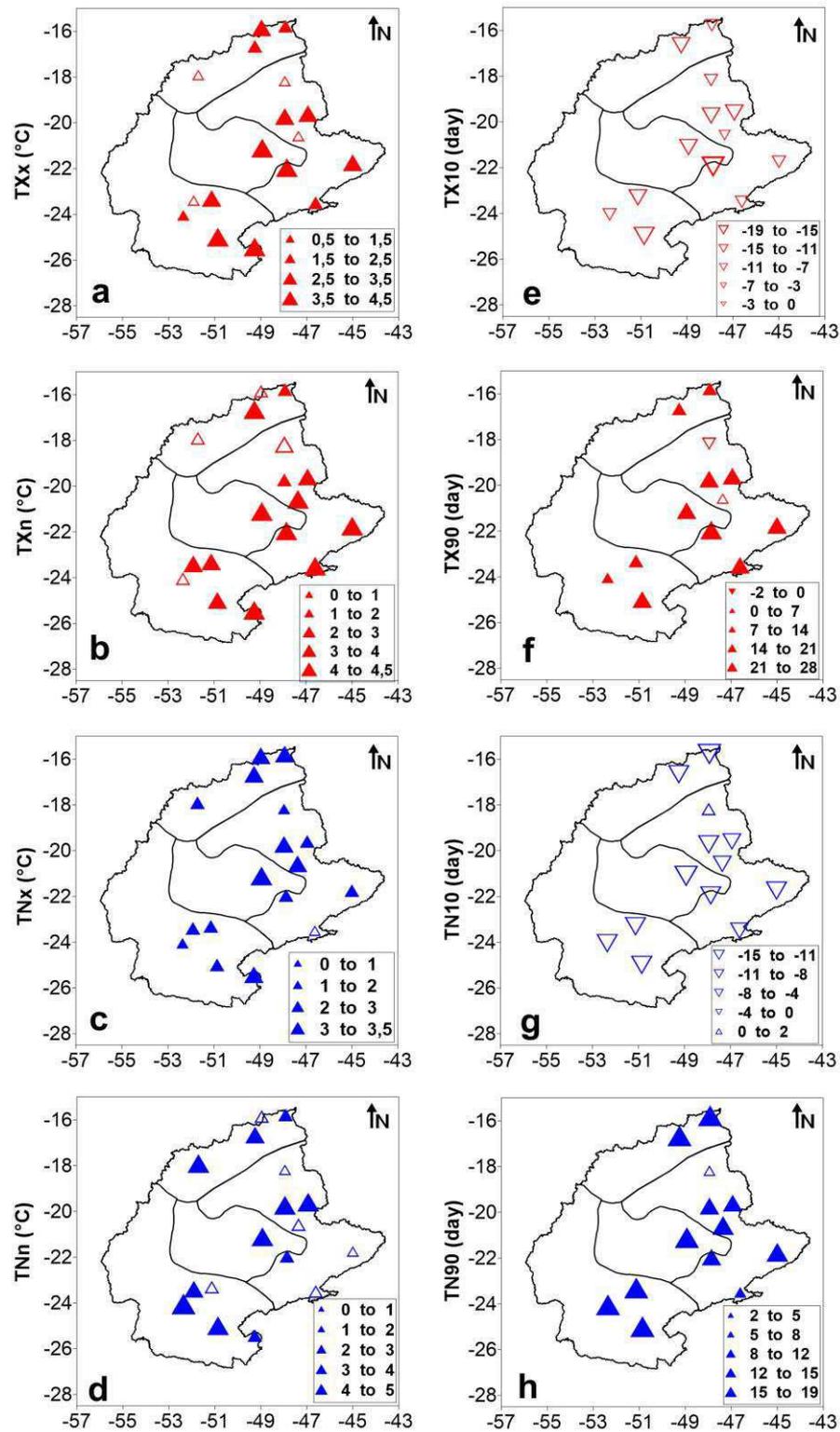
Fonte: Elaborado pela Autora.

Os extremos climáticos do máximo da temperatura máxima diária (TXx), do mínimo da temperatura máxima diária (TXn), do máximo da temperatura mínima diária (TNx), do mínimo da temperatura mínima diária (TNn), dias frios (TX10), dias quentes (TX90), Noites frias (TN10) e Noites quentes (TN90) são apresentados na Figura 4.5. Os índices relacionados aos máximos da temperatura máxima (TXx – Fig. 4.5a) e da temperatura mínima (TNx – Fig. 4.5c) apontam aumento, como significância estatística, em todas localidades, com exceção de 4 em TXx que não tem significância estatística, as magnitudes médias das tendências ficam em torno de +3 e +2 °C/período para TXx e TNx, respectivamente. Ao mesmo tempo que, as mínimas TXn (Fig. 4.5b) e TNn (Fig. 4.5d) também indicam aumento de 3,5 e 3°C/período, respectivamente, estes resultados indicam que a estações do verão (inverno) está presenciando temperaturas mais elevadas (frias). Silva et al. (2015) diz que os indicadores absolutos TNn, TNx, TXn e TXx apresentam tendências de elevação em grande parte do Estado do Paraná, com algumas localidades mostrando tendências estatisticamente significativas.

Mesmo não apresentando resultados, com significância estatística, os índices que indicam dias e noites frias (TX10 – Fig. 4.5e e TN10 – Fig. 4.5g) apontam tendências de redução no número de dias com temperaturas mais amenas enquanto observa-se um aumento no número de dias (Fig. 4.5f) e noites quentes (Fig. 4.5h) em torno de 20 e 17 dias/período, respectivamente. Estes resultados estão de acordo com as pesquisas realizadas por Zhong et al., (2017), Chan et al., (2012) que mostraram resultados semelhantes indicando tendência de redução dos dias e noite frias e aumento acentuado dos dias e noites quentes em diversos locais do mundo.

Mudanças observadas nos índices extremos refletem uma tendência crescente em relação as temperaturas máximas e mínimas, que são consistentes com os resultados de Renom et al, (2011), Chan et al., (2012) e Zhong et al., (2017) para diversas partes do globo.

Figura 4.5. Distribuição espacial das tendências positivas e para 8 índices climáticos de temperatura, calculados para 17 estações no período de 1970-2016. . O tamanho dos triângulos indica a intensidade das variações das tendências, os triângulos preenchidos indicam nível de significancia com  $p\_valor \leq 0,1$ .



Fonte: Elaborado pela autora.

#### **4.1.5. Correlação entre os Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Paraná e os Índices Climáticos Oceano-Atmosfera**

O método de correlação de Pearson foi aplicado nos índices de extremos climáticos e índices oceano-atmosfera com o intuito de se verificar a influência dos Oceanos Atlântico e Pacífico sobre os índices extremos relacionados a temperatura e precipitação.

Ao analisar as correlações entre os índices de extremos climáticos e os de interação oceano-atmosfera (Figura 4.6), deve-se destacar que os índices climáticos Oceano-Atmosfera atuam de forma diferente sobre as variáveis de precipitação e temperatura. De modo geral, a Figura 4.6 evidencia que os índices R10 (Fig. 4.6e e Fig. 4.6i) e PRPCTOT (Fig. 4.6f e Fig. 4.6j) com relação a OMA e TNA identificam uma área central da região hidrográfica com correlação negativa fraca, enquanto a porção norte apresenta correlação positiva fraca de CDD (Fig. 4.6g e Fig. 4.6l) com relação com valores de aproximadamente 0,38 indicando que os dias consecutivos secos tem correção direta. Santos et al. (2012) encontraram resultados diferente a este em seu estudo para Rio Claro – SP, sugerindo que a área estudada apresenta uma correlação negativa da TNA com CDD.

Sabendo que a OMA em sua fase positiva contribui para que as águas do Atlântico Sul fiquem mais frias reduzindo assim a atividade da Zona de Convergência do Atlântico, além de sistemas frontais e linhas de instabilidade que tem maior atividade quando as águas do Atlântico Sul estão mais aquecidas. A TNA apresenta influência semelhante à da OMA implicando dizer que em uma correlação negativa a área tende a vivenciar períodos mais secos, na fase positiva da TNA, enquanto uma correlação positiva se torna favorável ao índice pluviométrico como é o caso da PRPCTOT e R10. Santos et al. (2012) encontraram resultados semelhantes a este em seu estudo para Rio Claro – SP.

Enquanto, a NAO apresentou pequenas áreas de correlação positiva com a PRPCTOT na porção leste, e CWD na porção sul e oeste da região hidrográfica o que significa que estes pontos são favorecidos quando se tem a NAO em sua fase positiva implicando em favorecimento da precipitação total e dias chuvosos.

Estes resultados são favoráveis e se assemelham a pesquisa de Chiessi et al., (2009) que relacionou a fases da OMA com a atividade da ZCAS na América do Sul e obteve como resultado: OMA negativa (OMA positiva) correspondem a um Atlântico Sul mais frio (quente), o que aumenta (diminui) a atividade da ZCAS também devido à posição da ZCIT, e desloca a banda principal de precipitação da monção da América do sul para sul (norte).

Diferente dos resultados encontrados na Figura 4.6, a Figura 4.7 demonstra maiores áreas influenciadas pelos índices Oceano-Atlântico indicando, por consequência demonstra maior correlação destes com os índices de extremos da temperatura.

Todos os índices TNn, TNx, TXn e TXx relacionados com a NAO apresentaram correlação negativa diferindo somente em relação as áreas afetadas e a intensidade. A TNn (Fig. 4.7a) indicou correlação nas áreas mais ao sul/sudoeste de -0,56 e uma pequena área ao norte de -0,47, enquanto a TNx (Fig. 4.7b) aponta correlação fraca na porção oeste da região hidrográfica. O TXn (Fig. 4.7c) retrata a maior área influenciada pela NAO, abrangendo grande parte da região oeste/noroeste (-0,4), norte (-0,3) e leste (-0,4) da região hidrográfica, enquanto, o TXx (Fig. 4.7d) apresentou área mais ao norte e uma pequena área ao sul com correlação chegando a -0,39 e -0,58, respectivamente.

A análise da correlação da AMO e TNA com os índices extremos de temperatura apresentaram resultados semelhante em termos de áreas e concordância de sinal positivo. Um ponto interessante a se ressaltar inicialmente é em relação a correlação mais intensa está ligada aos índices dos máximos das temperaturas mínimas (Fig. 4.7f e Fig. 4.7j) e máximos das temperaturas máximas (Fig. 4.7h e Fig. 4.7m) com correlação chegando a 0,68 na OMA e 0,58 em TNA. Estes resultados são de fato coerentes e favoráveis as conclusões feitas por Chiessi et al., (2009), quando se observa OMA positiva tem-se como consequência um enfraquecimento da ZCAS, redução da na precipitação média anual e impactando em um aumento das temperaturas. Sabendo que a área de atuação da TNA é similar a AMO estes resultados refletem a similaridade encontrada nas correlações.

Figura 4.6. Distribuição espacial das correlações entre os índices extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para as 17 estações da RHP no período de 1970-2016.

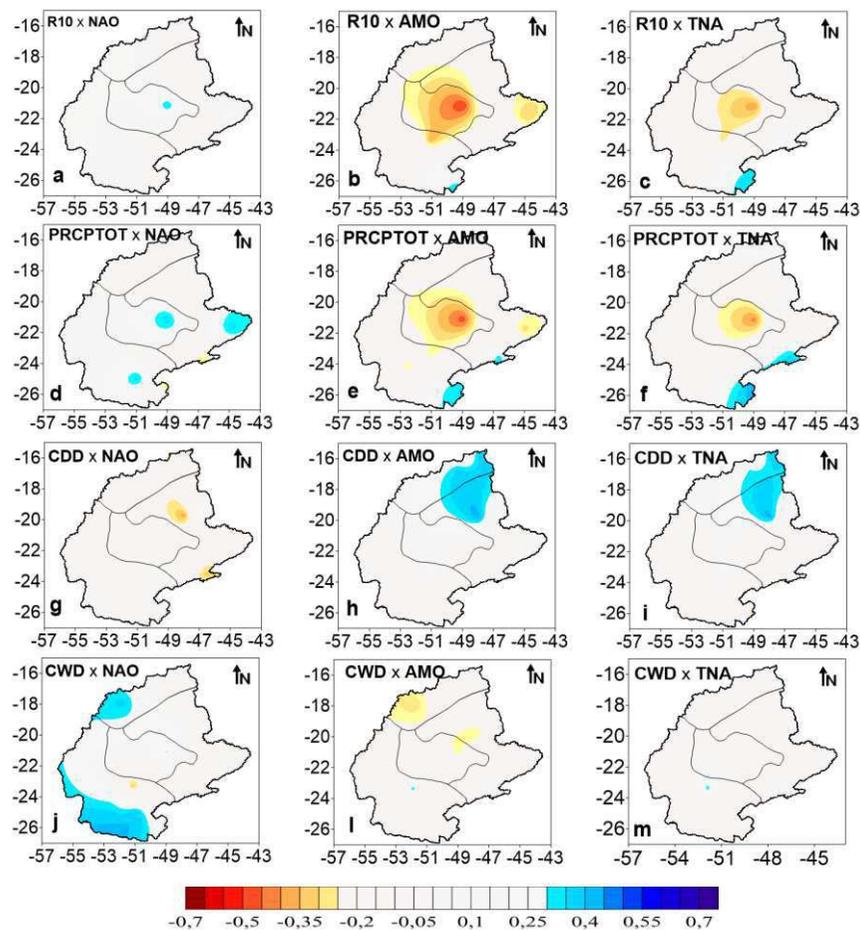
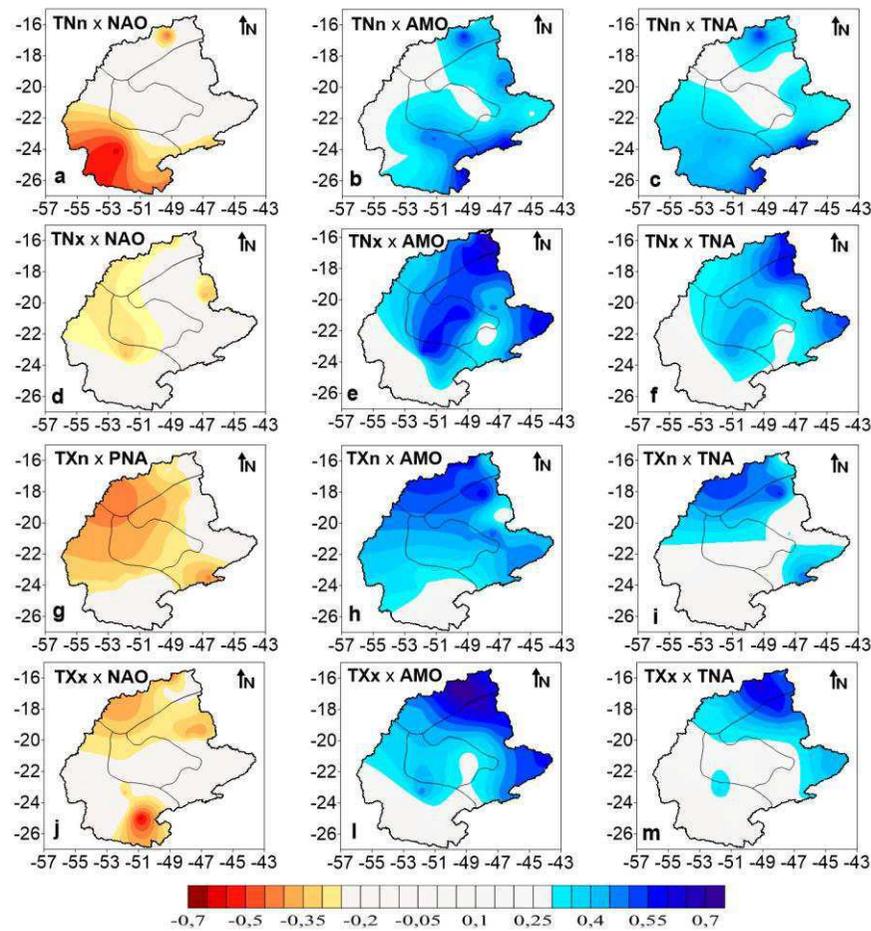


Figura 4.7. Distribuição espacial das correlações entre os índices extremos climáticos de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para as 17 estações da RHP no período de 1970-2016.



Observando a distribuição espacial da correlação entre os índices extremos de precipitação e os índices referentes ao Pacífico (Figura 4.8) verificamos que o Niño 3.4 foi o que apresentou maiores coeficientes de correlação com os seguintes índices: número de dias com precipitação acima de 10 mm em um ano (Fig. 4.8i), total anual da precipitação nos dias chuvosos (Fig. 4.8j), Dias consecutivos secos (Fig. 4.8l) e indicando coerência pois aponta correlação direta entre anomalias positivas nos índices R10 e PRPCTOT e negativas para CDD. Indicando que em anos de El Niño o CDD tende a ser menor e com isso terá menos dias consecutivos secos, enquanto, nos anos de La Niña tenderá a se observar uma diminuição dos totais anuais de precipitação e menores número de dias com precipitação acima de 10mm, corroborando com resultados descritos por Santos et al. (2012) em que a correlação dos índices extremos climáticos com relação aos Niños sugerem correlação positiva com R10, PRCPTOT e CWD e negativa com relação a CDD. Dai et al. (1998) verificaram que, para um dado valor de intensidade ENOS, a resposta em áreas afetadas pela seca ou umidade excessiva desde a década de 1970 é mais extrema do que antes da década de 1970, sugerindo também uma intensificação do ciclo hidrológico.

A influência da PDO e PNA sobre a área de estudo não é tão pronunciada quando comparada ao Niño 3.4. Ainda assim, podemos dizer que a PDO com relação aos índices R10 (Fig. 4.8e), PRCPTOT (Fig. 4.8f) e CWD (Fig. 4.8h) indicam concordâncias pontuais com relação ao sinal.

As oscilações inerentes ao Oceano Pacífico exercem uma influência significativa nos índices de temperatura, principalmente nos relacionados a temperatura mínima (Figs. 4.9a, 4.9b, 4.8e, 4.9i e 4.9j) sugerindo correlação positiva em grande parte da região hidrográfica. Enquanto, nos índices referentes as temperaturas máximas (Figs. 4.9c, 4.9d, 4.9g, 4.9h, 4.9l e 4.9m) essa correlação se dá de forma bem pontual, com exceção de TXx com PDO (Fig. 4.9h).

Ao se analisar a PNA com relação aos índices de temperatura verificou que elas têm uma correlação positiva e acentuada chegando a 0,5 e 0,4 como pode se observar nas Figuras 4.9a e 4.9b. Por outro lado, na Figuras 4.9c e 4.9f observa-se correlação estritamente pontual. A PDO e Niño 3.4 tendem a expressar um padrão similar de correlação positiva nas Figuras 4.9e, 4.9i, 4.9f e 4.9j com valores médios de correlação de 0,35. Ressalta-se, que somente a PDO versus TXx apresentaram uma área mais ampla de correlação negativa (Fig. 4.9h).

Figura 4.8. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHP.

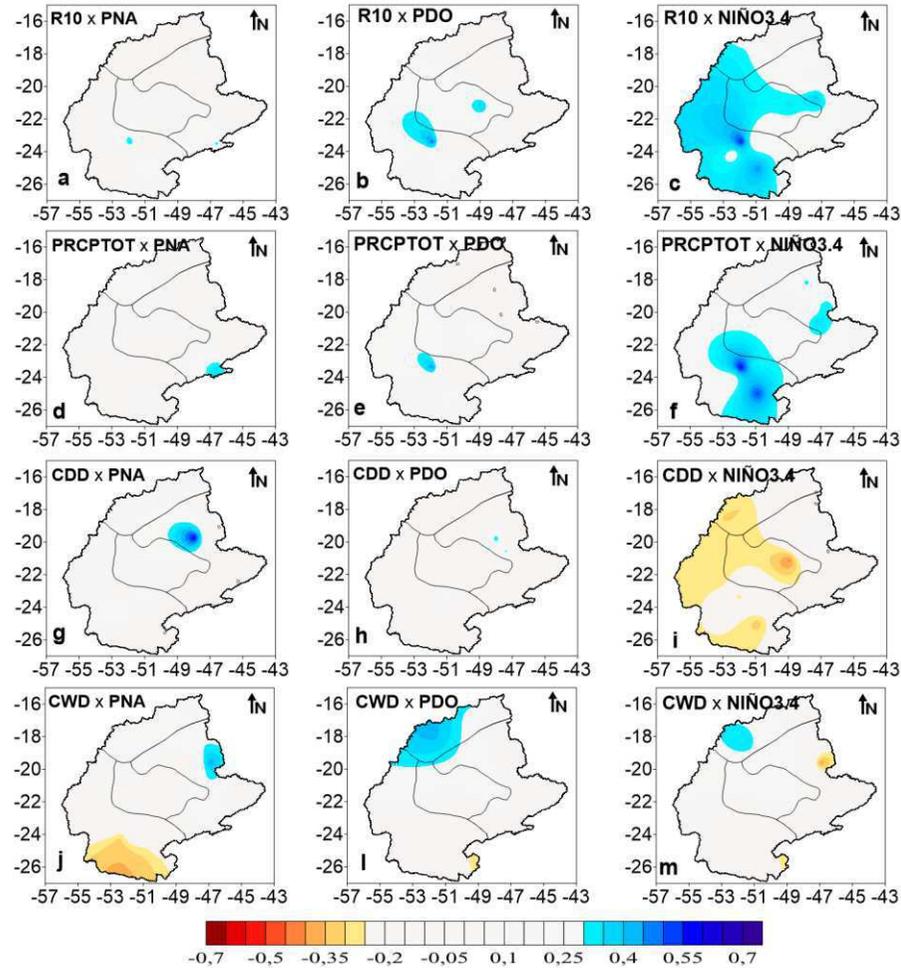
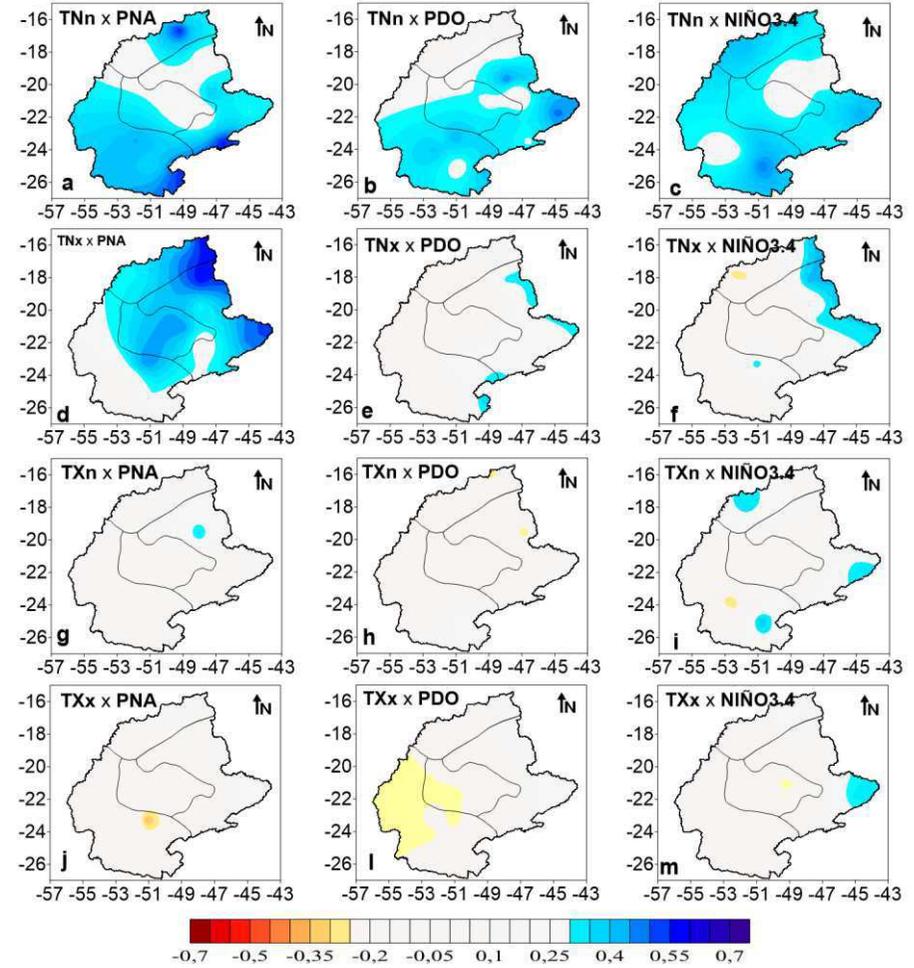


Figura 4.9. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHP.



#### 4.1.6. Uso e cobertura do solo da Região Hidrográfica do Paraná

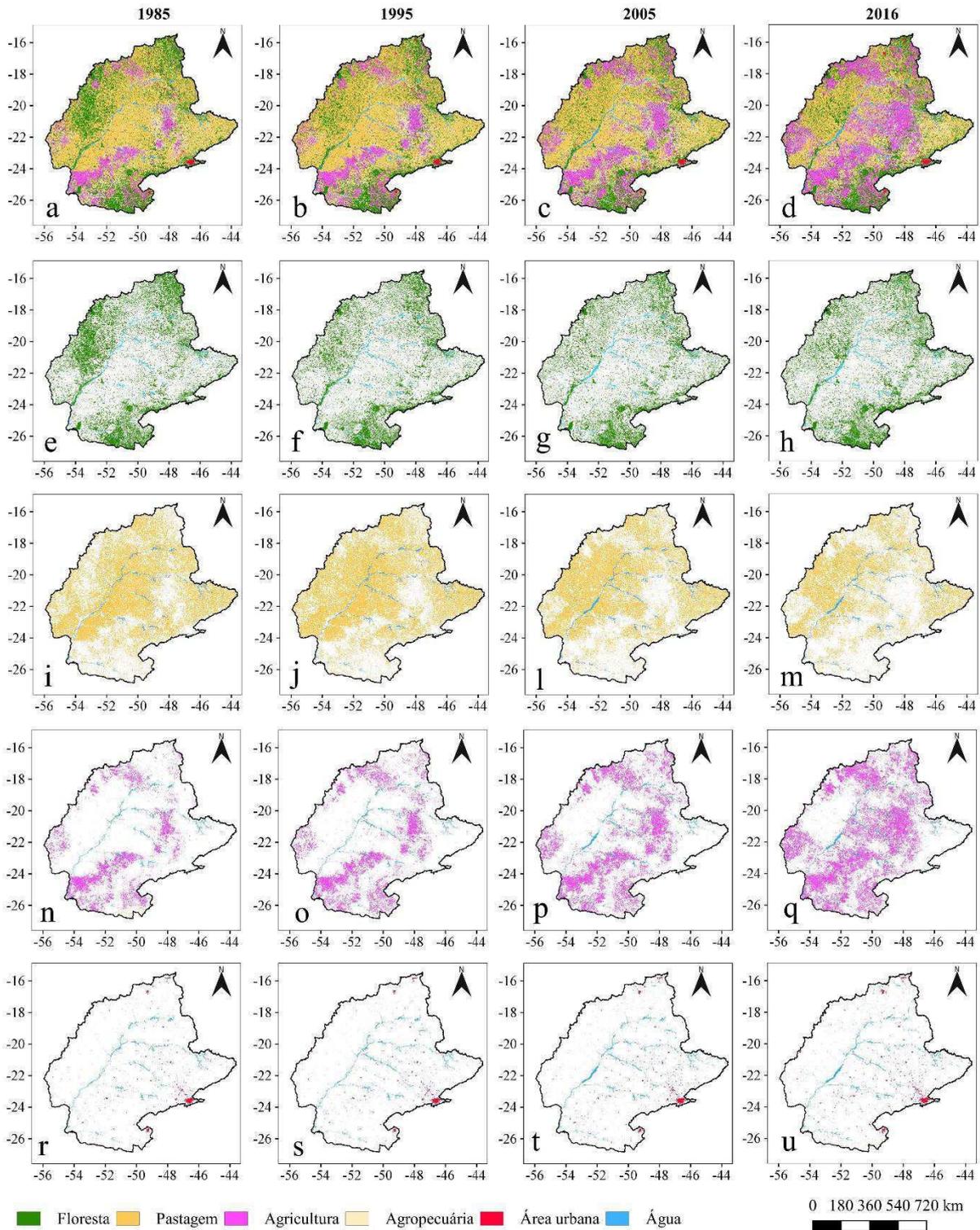
A aplicação de técnicas de sensoriamento remoto em imagens de satélite nos anos de 1985, 1995, 2005 e 2016 foram empregadas com o intuito de relacionar as variações ocorridas nas dinâmicas dos processos de mudanças no uso e na cobertura da terra dos últimos 31 anos com as variabilidades climáticas. O mapa temático (Figura 4.10) traz uma composição em que temos destacadas todas as categorias (Figuras 4.10a a 4.10d), floresta (Figs. 4.10e a 4.10h), pastagem (Figs. 4.10i a 4.10m), agricultura (Figs. 4.10n a 4.10q) e áreas urbanas (Figs. 4.10r a 4.10u) com tabela dos valores no apêndice. Com exceção das áreas florestadas e com pastagem todas as demais apresentaram expansão de suas áreas no período estudado, com destaque para a agricultura. Em 1985 as áreas de agricultura ocupavam 81.451km<sup>2</sup> (9,3%) expandindo para 218.192 km<sup>2</sup> (24,9%) em 2016 correspondendo a um aumento de 15,6% nos últimos 31 anos, em relação à área total da região hidrográfica. Em contrapartida, verifica-se que a redução de áreas de pastagem e floresta pode estar relacionada a expansão agrícola (Figuras 4.10e a 4.10q) com destaque visível nas áreas norte e sudoeste. Verifica-se de forma bem clara que este aumento aconteceu de forma gradativa com maior impulsão a partir de 2005 e com isto vem a preocupação em relação à emissão de CO<sub>2</sub>, uma vez que a queima das árvores derrubadas, ou seu simples apodrecimento, faz com que o carbono armazenado nas plantas e no solo seja oxidado, liberando gás carbônico (CO<sub>2</sub>) na atmosfera.

No Brasil, as mudanças do uso do solo e o desmatamento são responsáveis pela maior parte das nossas emissões e faz o país ser um dos líderes mundiais em emissões de gases de efeito estufa. Isto porque as áreas de florestas e os ecossistemas naturais são grandes reservatórios e sumidouros de carbono por sua capacidade de absorver e estocar CO<sub>2</sub>. Mas quando acontece um incêndio florestal ou uma área é desmatada, esse carbono é liberado para a atmosfera, contribuindo para o efeito estufa e o aquecimento global (WWF).

Assim como na agricultura observou-se um aumento das áreas com infraestrutura urbana que passou de 6.195 km<sup>2</sup> em 1985 (0,7%) para em 9.915 km<sup>2</sup> (1,9%) em 2016 este aumento embora relativamente pequeno em consideração a área total da região hidrográfica, se torna considerável quando analisado a expansão das cidades. E esta expansão traz consigo a redução de áreas verdes, redução do solo exposto e aumento das áreas pavimentadas acarretando uma mudança nas características climáticas em escala local favorecendo extremos climáticos.

Nobre et al., (1989) estudaram os impactos climáticos devido ao desmatamento na Amazônia e obtiveram um aumento da temperatura do ar de 1,3 °C. Este aquecimento relativo da superfície de terra desmatada e do ar imediatamente acima é consistente com reduções na evapotranspiração e no fluxo de calor latente, uma vez que uma maior fração de energia radiativa está disponível para aquecer a superfície terrestre e o ar acima. Além disso, a redução no comprimento de rugosidade diminui a eficiência dos processos de troca turbulenta, contribuindo para um aumento de calor na superfície e na camada próxima a ela. No caso do balanço de energia à superfície (média espacial da área considerada) mostra que a radiação solar absorvida pela superfície é menor no caso desmatado (186 W.m<sup>-2</sup>) do que na área de floresta (204 W.m<sup>-2</sup>), devido às variações do albedo: aumentou de 12,5% no caso floresta para 21,6% no cenário de pastagem.

Figura 4.10. Composições espaciais das imagens do uso e cobertura do solo da RHP para o período de 1985-2016 para: (a) - (d) todas as categorias, (e) - (h) floresta, (i) - (m) pastagem, (n) - (q) agricultura e (r) - (u) áreas urbanas.



Fonte: Elaborado pelo autor

## **4.2. REGIÃO HIDROGRÁFICA DO MISSOURI**

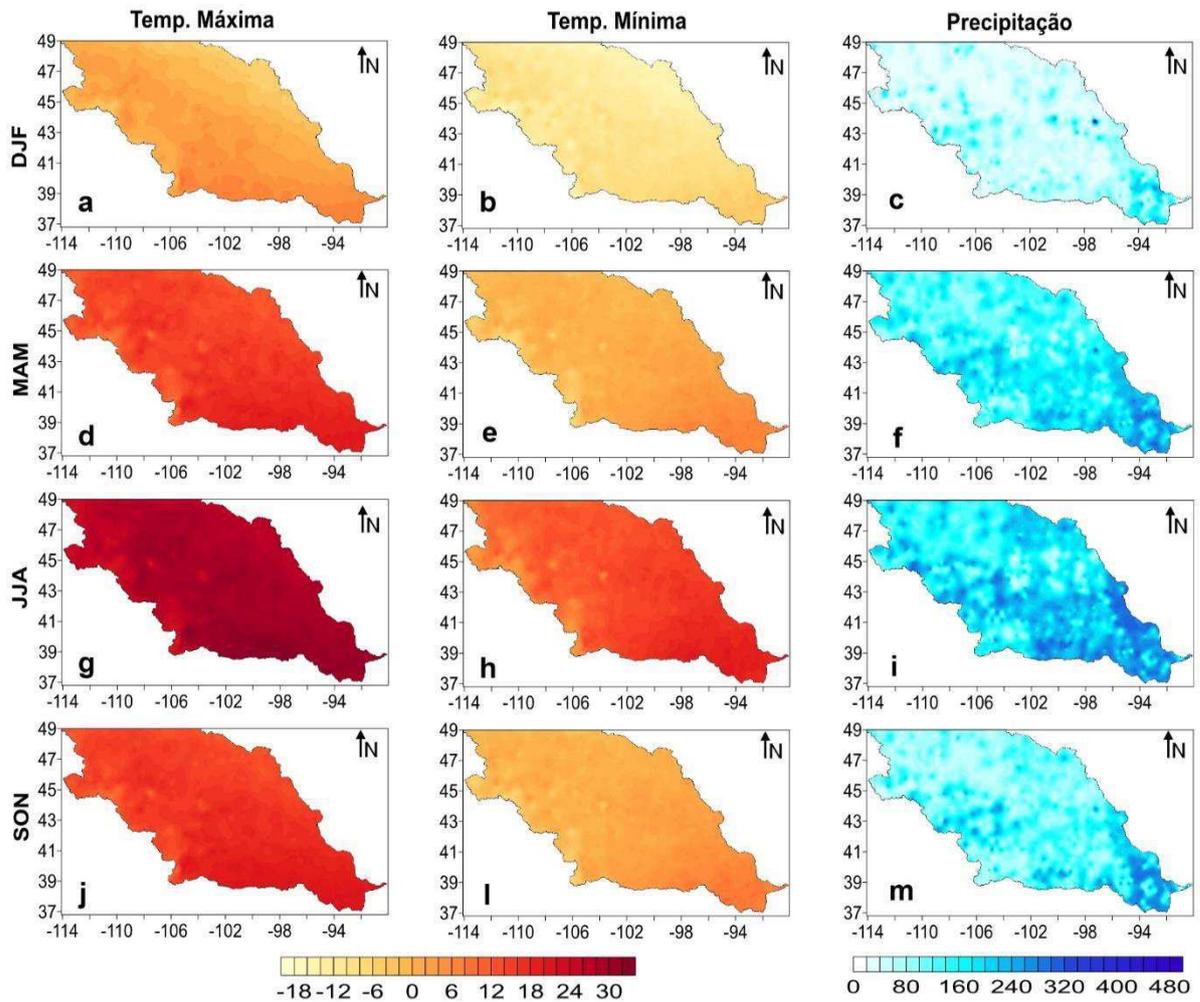
### **4.2.1. Climatologia da Região Hidrográfica do Missouri**

A Região Hidrográfica do Missouri representa grande potencial, sendo essencial para os povos que vivem na área pois sua água serve para o uso humano, animal, irrigação, necessidades industriais, hidroelétricas, recreação, navegação e habitat dos peixes e dos animais selvagens. Deste modo, conhecer a dinâmica climática desta área é muito importante.

O regime pluviométrico na região hidrográfica (Figura 4.11c, 4.1f, 4.11i e 4.11j) é fortemente influenciado pela sua localização geográfica e topografia, cadeia de montanhas. O inverno (Fig. 4.11c) é caracterizado por poucas chuvas em grande parte da região hidrográfica com volumes variando entre 7 mm/estação e 300 mm/estação, sendo este máximo em pontos isolados, no geral pode-se dizer que a média fica em torno de 68,5 mm/estação neste trimestre. Na primavera (Fig. 4.11f) observa-se um leve aumento pluviométrico de forma homogenia na região hidrográfica com média 171,6 mm/estação, verifica-se que o período chuvoso está situado no verão (Fig. 4.11i) com maior concentração pluviométrica mais ao sul da região hidrográfica (390 mm/estação) e apresentado média de 215 mm/estação. No outono (Fig. 4.11m) as chuvas começam a reduzir gradativamente indicando uma redução de 44% do volume quando comparado as chuvas de verão, contudo observa-se um maior volume na porção sul em relação as demais áreas da região hidrográfica. Ressalta-se que no caso da Região Hidrográfica do Missouri além da precipitação pluvial tem-se neve, principalmente do final do outono ao início da primavera e, em geral, com maior volume nas latitudes mais ao norte da região hidrográfica.

As condições climatológicas sazonais das temperaturas máxima (Fig. 4.11a, 4.11d, 4.11g e 4.11j) e mínima (Fig. 4.11b, 4.11e, 4.11h e 4.11l) apresentam características típicas de interior continental de latitudes médias com as máximas temperaturas sendo observadas no verão (JJA), em torno de 28,3°C nas máximas (4.11g) e 23,7°C nas mínimas (4.11h) enquanto o inverno (DJF) mais rigoroso com temperaturas médias de 1,5°C e -10,7°C para as máximas (4.11a) e mínimas (4.11b), respectivamente. O outono (MAM) e primavera (SON) representam a transição entre os dois períodos de extremos relacionados a temperatura.

Figura 4.11. Climatologia sazonal (1981 - 2010) de temperatura máxima, temperatura mínima em °C e precipitação em mm da RHM.



Fonte: Elaborado pela autora.

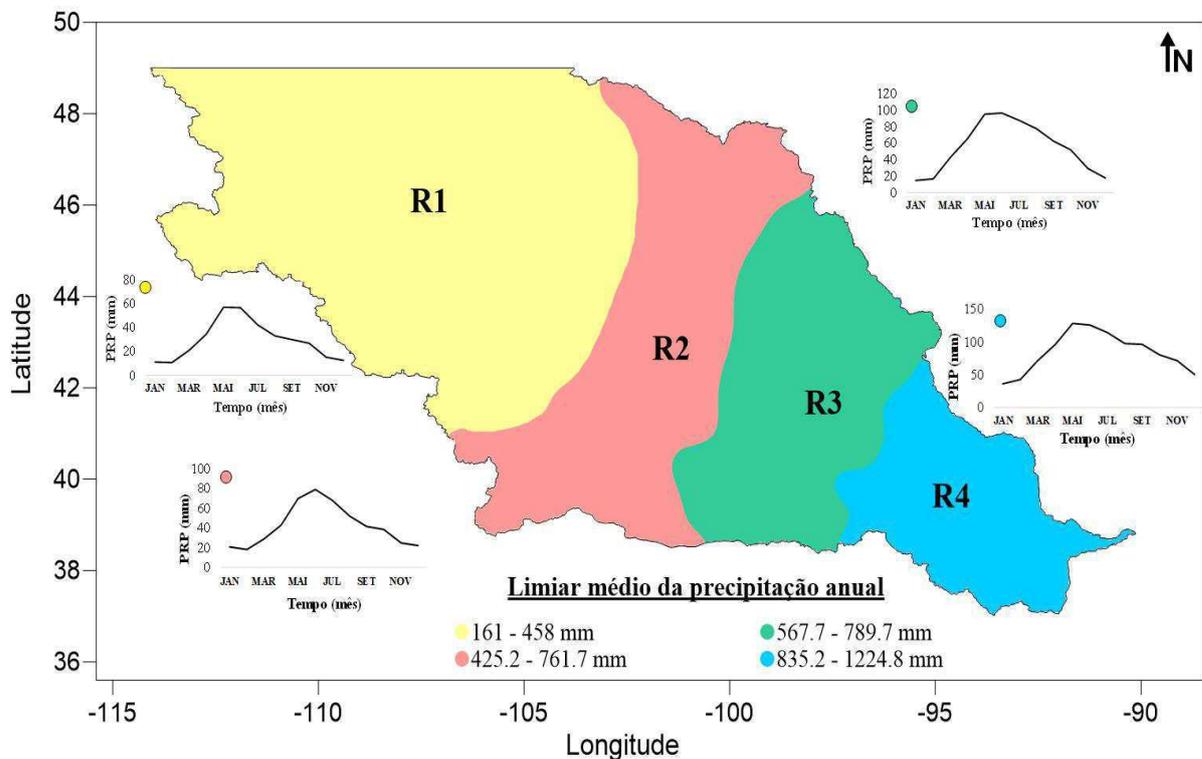
#### 4.2.2. Região Homogênea de Precipitação da Região Hidrográfica do Missouri

Conhecendo a grande extensão e o elevado número de estações meteorológicas da área da região hidrográfica, optou-se por dividir a área em regiões homogêneas levando em consideração a relação da variabilidade sazonal de precipitação.

A Figura 4.12, apresenta a região hidrográfica dividida em 4 regiões homogêneas de precipitação. Verifica-se que a R1 possui a maior área dentre todas as regiões e possui como característica os menores valores pluviométricos anuais, variando entre 161 – 458 mm/ano, com chuvas distribuídas ao longo do ano apresentando seus máximos de maio – julho. A R2 e R3 são as regiões localizadas ao centro da região hidrográfica, embora estejam na porção

central estas apresentam ciclo anual bem distinto, enquanto a R2 tem seu período chuvoso situada no trimestre de maio – julho com acumulado de 217 mm/trimestre a R3 tem seu período chuvoso iniciando em março e se estendendo até setembro com pico nos meses de maio – julho. Na porção sul da região hidrográfica, localiza-se a R4 com regime pluviométrico mais intenso com média anual entre 835,2 – 1224,8 mm/ano sendo maior que o acumulado das R1 e R2 juntas, seu trimestre mais chuvoso (maio – julho) tem acumulado de 367 mm enquanto o trimestre menos chuvoso (dezembro – fevereiro) fica entorno de 129 mm/trimestre.

Figura 4.12. Regiões homogêneas de precipitação da RHM (mapa central) acompanhado do ciclo anual médio (gráficos de linha) e acumulados anual (máximo e mínimo) de cada RH.



Fonte: Elaborado pela autora.

#### 4.2.3. Variabilidade Multiescalar da precipitação da Região Hidrográfica do Missouri

Com base nas regiões homogêneas foram gerados gráficos de análise de ondeleta com o intuito de se detectar ciclos e escalas temporais de precipitação afim de se conhecer os principais mecanismos e fenômenos meteorológicos, nas escalas intrasazonal a interdecenal,

que favorecem a precipitação da RHM (Figura 4.13). A série temporal dos índices de precipitação da região R1 (Fig. 4.13R1a) apresenta grande variabilidade com destaque para os anos 1971, 1978, 1982, 1983, 1986, 1987, 1991, 1993, 1994, 1998, 2011, 2014 e 2016 que apresentaram maiores índices de precipitação caracterizado pela união de fenômenos de diferentes escalas temporais. Como pode ser visto na EPO (Fig. 4.13R1b) e EPG (Fig. 4.13R1c), na escala de 4 anos ligados ao ENOS e TNA, é a predominante, seguida escala multidecenal, acima de 16 anos relacionados a ODP e OMA e da sazonal. Destaca-se que os eventos de 1993 e 2014 são os mais intensos e contam com a influências simultâneas de todas as escalas destacadas acima.

A região R2 apresenta forte influência da escala de 11 anos, relacionada ao ciclo manchas solares, seguida da escala de 16 anos e 2 anos ligados a ODP e ENOS e TNA, respectivamente (Fig. 4.13R2c). Nos anos de 1973, 1986, 1993, 2005, 2014 observou-se a atuação simultânea das escalas descritas acima, ocasionando grandes volumes de chuva com indicativo dos índices de precipitação acima de 3. Assim como observado na R1 e R2 a região R3 também apresenta alguns anos com variabilidade da precipitação bem intensa (Fig. 4.13R3a) com destaque para os anos 1973, 1983, 1993 com índices acima de 3, sendo ocasionada pela atuação conjunta das escalas decadal, 11 a 16 anos ligados ao ciclo de manchas solares e ODP, de 4 e 2 anos, ligada ao ENOS e TNA e a sazonal (Fig. 4.13R3b).

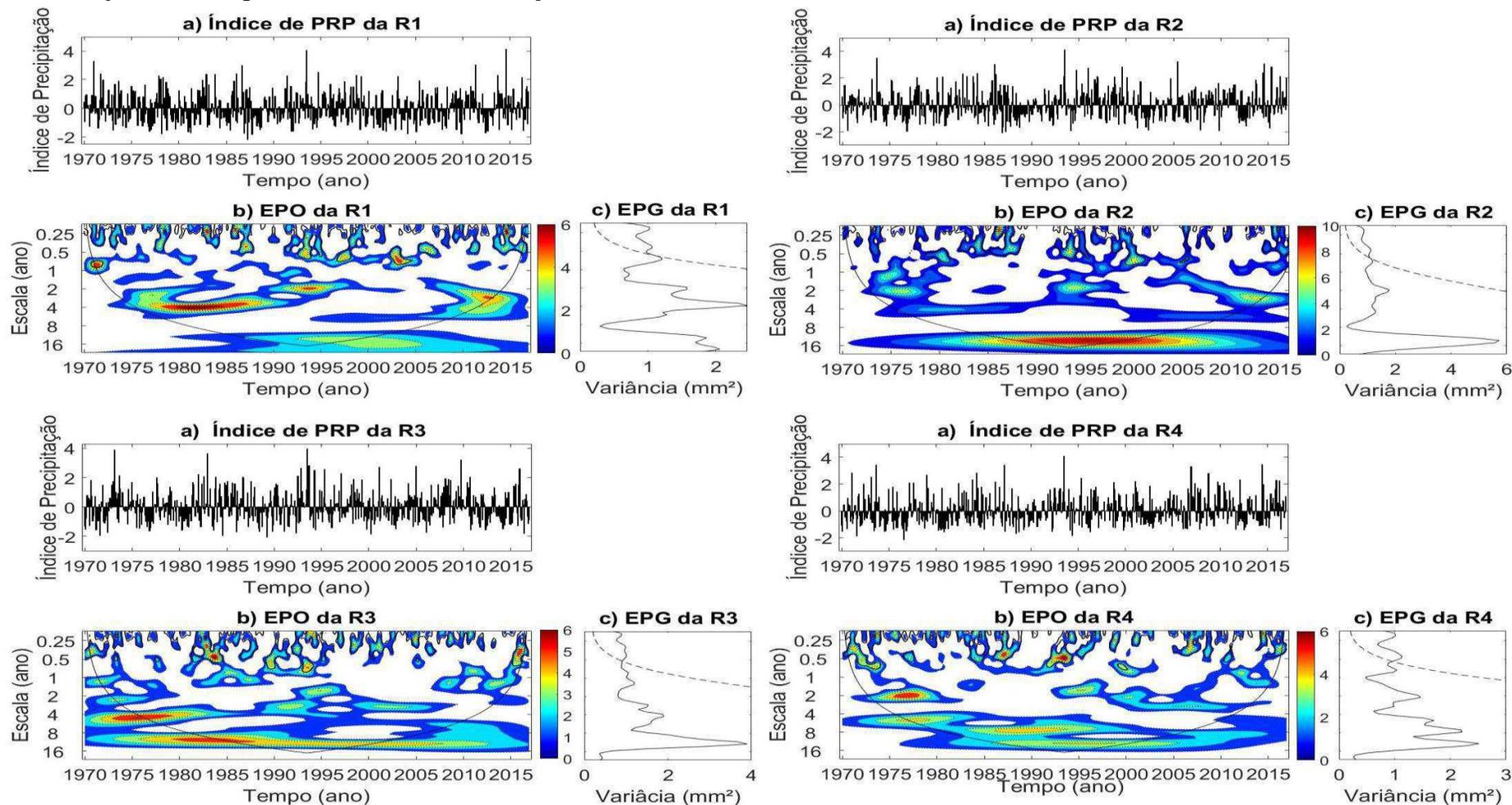
As anomalias presentes na região R4 se assemelham as observadas nas outras 3 regiões diferindo apenas no quesito atuação de escala, pois, esta apresenta um sinal predominante da escala decadal seguida das escalas de 8, 4 e 2 anos (Fig. 4.13R4c). Um ponto importante a se destaca é em relação aos déficits de precipitação nos anos de 1988/89 relacionada as escalas decenais e de 4anos.

Assim como observado nas chuvas acima da média para cada região homogênea, pode-se inferir que os déficits de precipitação seguem padrão similar com a soma dos fenômenos de multiescalas observados principalmente nos anos de 1988/89, 1994, 2002 e 2012.

Como verificado para a Região Hidrográfica do Paraná constatou-se a influência das oscilações relacionadas aos Oceanos Atlântico e Pacífico favorecendo ou desfavorecendo a precipitação na Região Hidrográfica do Missouri. Neste sentido, analisando o Pacífico

evidenciou-se que a ocorrência da PNA positiva (negativa), PDO positiva (negativa) e El Niño (La Niña) proporciona um aumento (redução) da precipitação na área da Região Hidrográfica do Missouri. Com relação ao Atlântico, em geral, se verifica ocorrência de precipitação acima (abaixo) da média quando observado o padrão de NAO negativa (positiva), AMO positiva (negativa) e TNA positiva (negativa). Contudo, deve-se ressaltar que a atmosfera é dinâmica e em alguns momentos podem ser observados padrões anômalos aos anos destacados.

Figura 4.13. Índice de precipitação (PRP) para as Regiões 1, 2, 3 e 4 da RHM normalizado pelo desvio padrão (a); Espectro de potência de ondeleta (EPO) para PRP das Regiões 1, 2, 3 e 4 da RHM. Contornos com linha contínua correspondem as variâncias normalizadas significativas ao nível de 5%. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante (b); Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95% (c).



Fonte: Elaborado pela autora

#### 4.2.4. Tendência dos Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Missouri

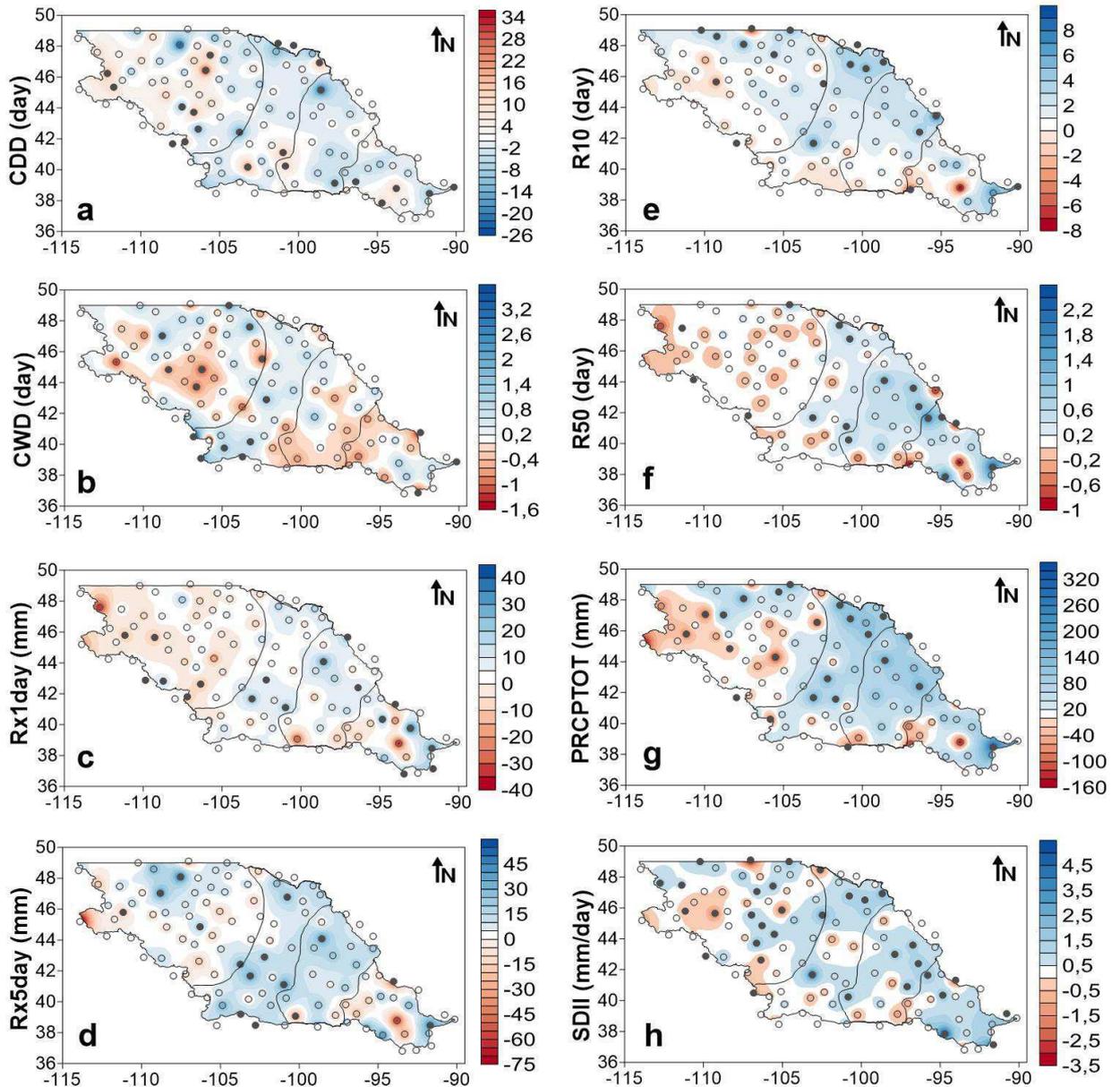
Ter conhecimento das variações e mudanças ocorridas nos extremos de precipitação é de suma importância para gestão e prevenção de futuros desastres relacionados a esta variável que é muito importante e, ao mesmo tempo pode causar sérios prejuízos relacionados ao seu excesso ou escassez. Deste modo, verifica-se que os índices de extremos climáticos de precipitação relacionados a frequência (Figura 4.14): dias consecutivos secos (CDD), dias consecutivos chuvosos (CWD), número de dias com precipitação acima de 10 mm em um ano (R10) e número de dias com precipitação acima de 50 mm em um ano (R50). CDD (Figura 4.14a) indica redução média de 8 dias/período, sugerindo aumento no número de dias com precipitação  $< 1$  mm. Por outro lado, CWD sinaliza uma redução média de 1 dia/período, em praticamente toda a área da região hidrográfica, estes resultados podem estar intimamente ligados aos períodos secos, com interrupção da sequência de dias secos por chuvisco e no período mais chuvoso por veranicos. O R50 (Figura 4.14f) segue um padrão similar ao CDW apontando redução média de 0,6 dias/período, com exceção para pontos isolados na porção sul da região hidrográfica que exibem aumento médio de 2 dias/período, por outro lado, quando se trata dos dias com precipitação  $\geq 10$  mm verifica-se, quase que, uma partição com parte da região hidrográfica indicando redução média de 3 dias/período e outra o aumento de 5 dias/período. Ressalta-se, que poucos são os locais que apresentam significância estatística acima de 90% e se levarmos apenas estes pontos em consideração teremos mais pontos com tendência positiva do que negativa para os índices de CDD, CWD e R50. Estes resultados estão de acordo com os encontrados por Bezerra et al. (2018) em seu estudo dos índices de extremos de precipitação para a Bacia do Rio São Francisco.

Os totais anuais da precipitação nos dias chuvosos (PRPCTOT) apontam tendência de redução média de 120 mm/período em grande parte da região hidrográfica, com exceção de áreas isolada que exibem aumento acima de 140 mm/período (Figura 4.14g). De forma inversa ao observado nos totais anuais a quantidade máxima de precipitação em 5 dias no ano (Rx5day) aponta um aumento médio de 20 mm/período (Figura 4.14d), em contrapartida, a quantidade máxima de precipitação em um único dia no ano (Rx1day) mostra uma variação visível entre as áreas com aumento/redução entre 20 e -15 mm/ período dos acumulados em 1 dia (Figura 4.14c). As variações observadas nos índices de frequência e intensidade refletem no índice simples de intensidade diária de precipitação (SDII) retratando a tendência de redução das chuvas em aproximadamente 2 mm/dia no período estudado. Frich et al. (2002)

constatou que, em grande parte das latitudes médias e altas, houve um aumento estatisticamente significativo tanto no número de dias com precipitação superior a 10 mm/ dia quanto no número de dias consecutivos com precipitação durante a segunda metade do século XX.

Estes resultados, ressaltam duas preocupações crescentes relacionadas a redução das chuvas (CWD, R50, PRCPTOT e SDII) e ao aumento das pancadas de chuvas de curta duração (CDD, RX1day), pois são estas que causam mais impactos econômicos a sociedade.

Figura 4.14. Distribuição espacial das tendências dos índices extremos de precipitação, calculado para as 116 estações no período de 1970 a 2016, as bolinhas preenchidas (●) indicam nível de significância com  $p\_valor \leq 0,1$  enquanto a bolinha sem preenchimento (○) indicam nível de significância com  $p\_valor \geq 0,1$ .



Fonte: Elaborado pela autora.

A Figura 4.15 representa a distribuição espacial observada nas tendências dos índices de temperatura: temperatura máxima da temperatura máxima diária (TXx), mínimo da temperatura máxima diária (TXn), máximo da temperatura mínima diária (TNx), mínimo da

temperatura mínima diária (TNn), dias frios (TX10), dias quentes (TX90), noites frias (TN10) e Noites quentes (TN90) para os 46 anos de estudo.

As variações médias na intensidade das temperaturas mínimas máxima TXn (Figura 4.15b) e mínimas TNn (Figura 4.15d) apontam tendência crescente em mais de 90% da área da região hidrográfica representando um valor médio de 3,5 °C/período e 5 °C/período para TXn e TNn, respectivamente. Destaca-se que apenas 8% (45%) das estações observadas para as tendências de TXn (TNn) apresentaram significância estatística acima de 90%. Este aumento crescente observado nos índices das mínimas são de certa forma bem impactante para sociedade, uma vez que as temperaturas mais amenas (menos frias), principalmente no inverno, tendem a reduzir a sensação de desconforto térmico, principalmente no período noturno. Durante todo período observou-se a redução de aproximadamente 7,5 dias/período no número e noites frias (Figura 4.15g). Trabalhos desenvolvidos por Santos et al. (2011) para Utah, e Abbas et al. (2018) para região de Balochistan – Índia observaram resultados semelhantes nas tendências TNx, TNn com indicativo de aumento em boa parte das localidades analisadas.

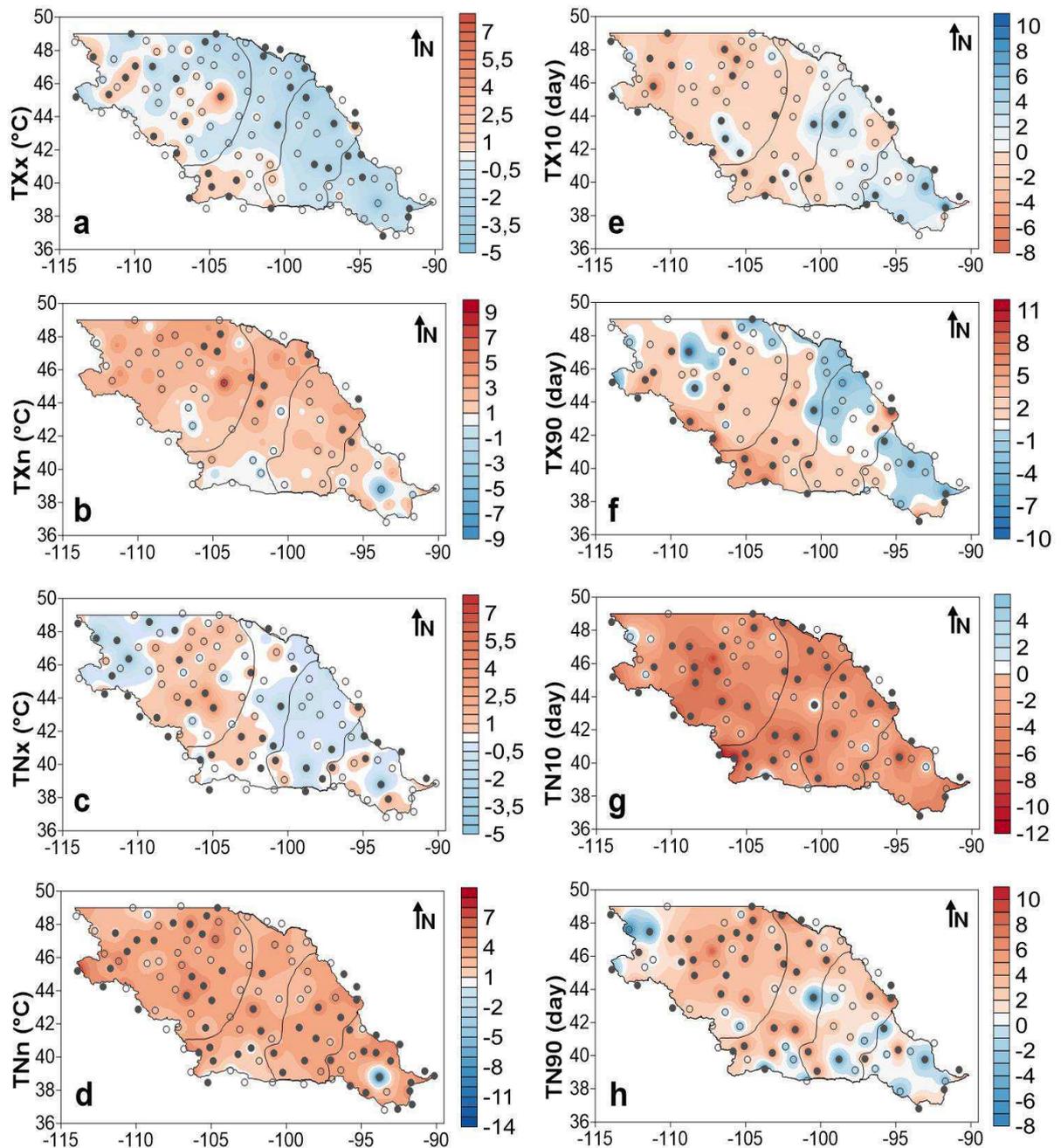
As tendências do máximo das temperaturas máximas TXx (Figura 4.15a) e das temperaturas mínimas TNx (Figura 4.15c) apresentam uma grande variação espacial entre as áreas com aumento e redução das tendências. O mapa de TXx exibe tendência de decréscimo de aproximadamente 1,5 °C/período em grande parte da região hidrográfica, destaca-se que desta área somente 20 estações tem significância estatística. Apesar de se observar uma área mais restrita indicando tendência de aumento em média de 2 °C/período em TXx, esta apresenta 15 estações com significância estatística. Assim como TXx, em TNx observa-se alternância entre áreas com tendências positiva e negativa, entretanto, a maior parte das localidades com significância estatística indicam aumento médio de 1,5 °C/período.

Corroborando com os resultados encontrados nos índices de extremos de temperatura TXx TXn, TNx e TNn os índices de temperatura relacionados a frequência TX10 (Figura 4.15e), TX90 (Figura 4.15f), TN10 (Figura 4.15g) e TN90 (Figura 4.15h) também indicam que os dias estão ficando mais quentes. A redução no número de dias e noites frias em aproximadamente de 3 e 7,5 dias/período, respectivamente. Enquanto o número de dias e noites quentes vem aumentando numa proporção média de 5 dias, para ambos.

Os trabalhos de Zhang et al. (2005), Keggenhoff et al. (2014) concluíram que os índices extremos TN90 e TX90 mostram maiores magnitudes nas tendências em comparação

a TN10 e TX10 implicando mudanças assimétricas nos extremos inferior e superior causando uma variação de temperatura crescente implicando dizer que estas mudanças podem ser observadas nas médias históricas.

Figura 4.15. Distribuição espacial das tendências dos extremos de temperatura, calculado para as 116 estações no período de 1970 a 2016, as bolinhas preenchidas (●) indicam nível de significância com  $p\_valor \leq 0,1$  enquanto a bolinha sem preenchimento (○) indicam nível de significância com  $p\_valor \geq 0,1$ .



Fonte: Elaborado pela autora.

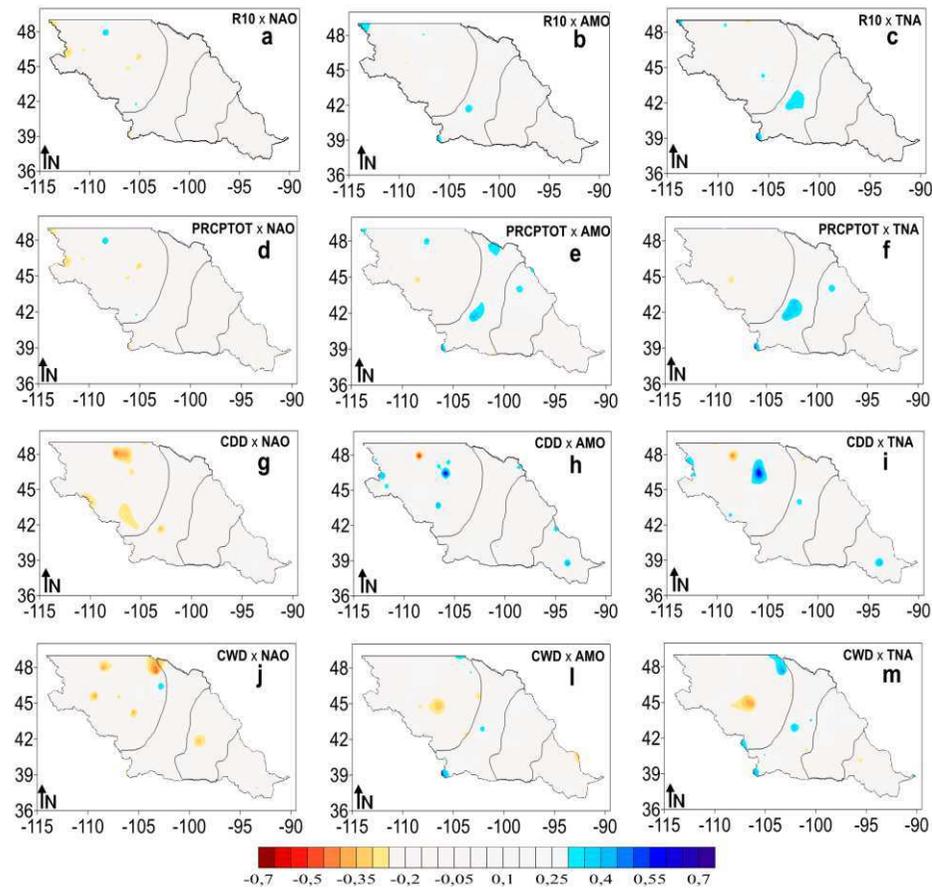
#### **4.2.5. Correlação entre os Índices Extremos Climáticos da Região Hidrográfica do Missouri e os Índices Climáticos Oceano-Atmosfera**

A distribuição espacial das correlações dos índices extremos de precipitação com os índices de NAO, OMA e TNA (Figura 4.16) apresentam poucas áreas com correlação significativa, sendo visivelmente bem pontuais. Os índices CDD (Figura 4.16g) e CWD (Figura 4.16j) apontaram áreas de correlação negativa fraca entre a porção norte-centro da região hidrográfica. Enquanto R10 (Figura 4.16b e 4.16c) e PRCPTOT (Figura 4.16e e 4.16f) apresentaram pequenas áreas de correlação positiva entre a porção norte e central da região hidrográfica de aproximadamente 0,4. A semelhança, pontual, nas áreas de correlação se estende para CDD (Figuras 4.16h e 4.16i) e CWD (Figuras 4.16l e 4.16m) com áreas positivas e negativas. Assim como os resultados desta pesquisa, Sagarika et al. (2015) ao analisarem a influência das fases da OMA com relação à vazão nos U.S. identificaram que esta oscilação afeta a Região Hidrográfica do Missouri de maneira diferente com relação à intensidade da fase e destaca que a fase quente indica variação positiva (negativa) na porção sul (centro e norte) de forma bem pontual.

A correlação para os índices de temperatura (Figura 4.17) apresentaram maiores áreas de correlação quando comparadas as de precipitação (Figura 4.16) sugerindo que as oscilações oceano-atmosfera têm maior influência nas temperaturas. A TNA apresenta maiores áreas de atuação em TNx (Figura 4.17d), TXn (Figura 4.17g) e TXx (Figura 4.17j) com correlação negativa média de 0,4, 0,32 e 0,37. De modo oposto, observa-se a atuação da OMA e TNA que tendem apresentar correlação positiva sobre os índices de temperatura variando apenas a área e intensidade de influência em TNn (Figuras 4.17b e 4.17c), TNx (Figuras 4.17e e 4.17f), TXn (29h) e TXx (29l e 29m) com valores médios em torno de 0,4, 0,5, 0,3 e 0,45, respectivamente para OMA.

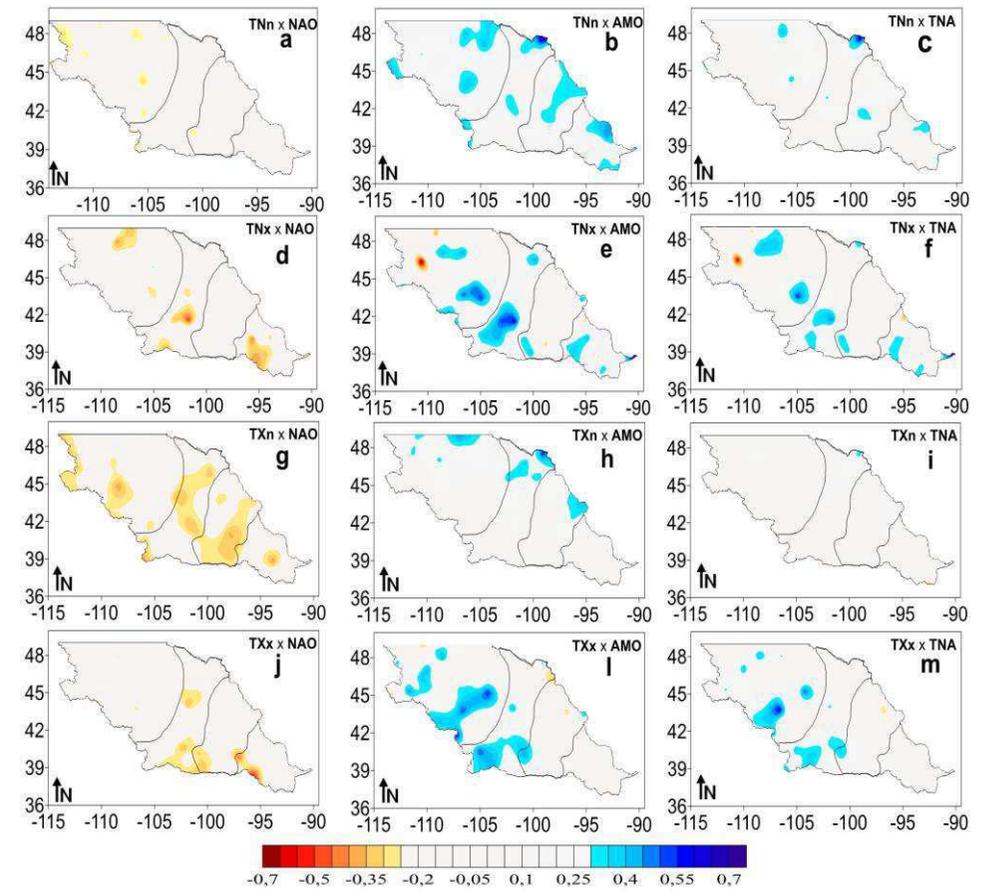
Mo et al. (2009) mostraram que as grandes secas no Centro-Oeste e no Sudoeste dos Estados Unidos estão relacionadas com a OMA, ou seja, quando a OMA está em sua fase quente, as secas tendem a ser mais frequentes e/ou prolongada. Mesmo observando poucas áreas em concordância com os resultados encontrados por Mo et al. (2009) com relação à precipitação estes resultados podem ser coerentes em relação à temperatura, uma vez que áreas acometidas por secas tendem a apresentar temperaturas mais elevadas.

Figura 4.16. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para a RHM para o período de 1970-2016.



Fonte: Elaborado pela autora

Figura 4.17. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Atlântico para a RHM para o período de 1970-2016.



Fonte Elaborado pela autora

A distribuição espacial das correlações dos índices de temperatura com relação a PNA, PDO e Niño 3.4 (Figura 4.18) mostram variações diretas e inversas com áreas pontuais dentro da região hidrográfica. Indicando que a região hidrográfica não segue um único padrão com relação à influências dos índices oceânicos. As áreas com correlação inversa observadas na Figuras 4.18b, 4.18e, 4.18f e 4.16h indicam que a fase positiva da ODP atua de forma desfavorável a precipitação, porém, pode atuar de forma favorável nas áreas de correlação positiva corroborando de forma pontual, e com exceções, com a pesquisa de Kurtzman e Scanlon (2007) que analisaram os impactos do ENSO e da ODP sobre a precipitação nos Estados Unidos e relatam que no centro-sul do País a precipitação no inverno varia significativamente entre as fases da ODP. Eles também sugerem a existência de uma modulação do ENOS associada à ODP, especialmente no centro-norte dos Estados Unidos, com períodos mais quente e chuvoso durante eventos de El Niño mais forte com fase positiva da ODP, e eventos mais frio e mais seco nos episódios de La Nina mais forte na fase negativa do ODP.

A correlação entre os índices das mínimas das temperaturas mínimas (Figura 4.19a) e temperaturas máximas (Figura 4.19g) com a PNA indicam que estes apresentam maiores de correlação positiva média variando entre 0,3 e 0,45 para TNn e TXn. Por outro lado, a PNA com relação às máximas da temperatura mínima (Figura 4.19d) e temperatura máxima (Figura 4.19j) apresentaram áreas pontuais de correlação negativa.

Em contrapartida, verificou-se no Niño 3.4 uma correlação inversa com TNx (Figura 4.19f) e TXx (Figura 4.19m) em torno de 0,26 e 0,4, respectivamente. Estes resultados sugerem que em anos de La Niña observa-se uma variação maior nos índices extremos ligados as máximas enquanto a mínima das mínimas (Figura 4.19c) sofre influência direta do EL Niño.

Figura 4.18. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de precipitação e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHM.

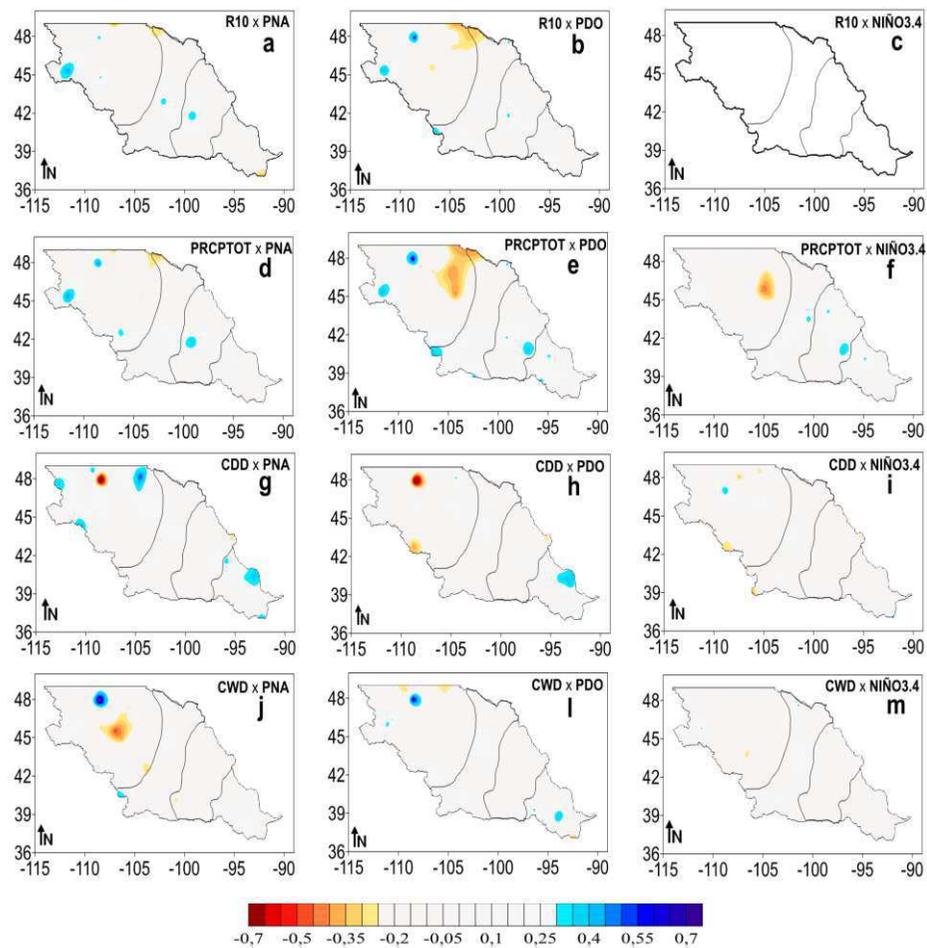
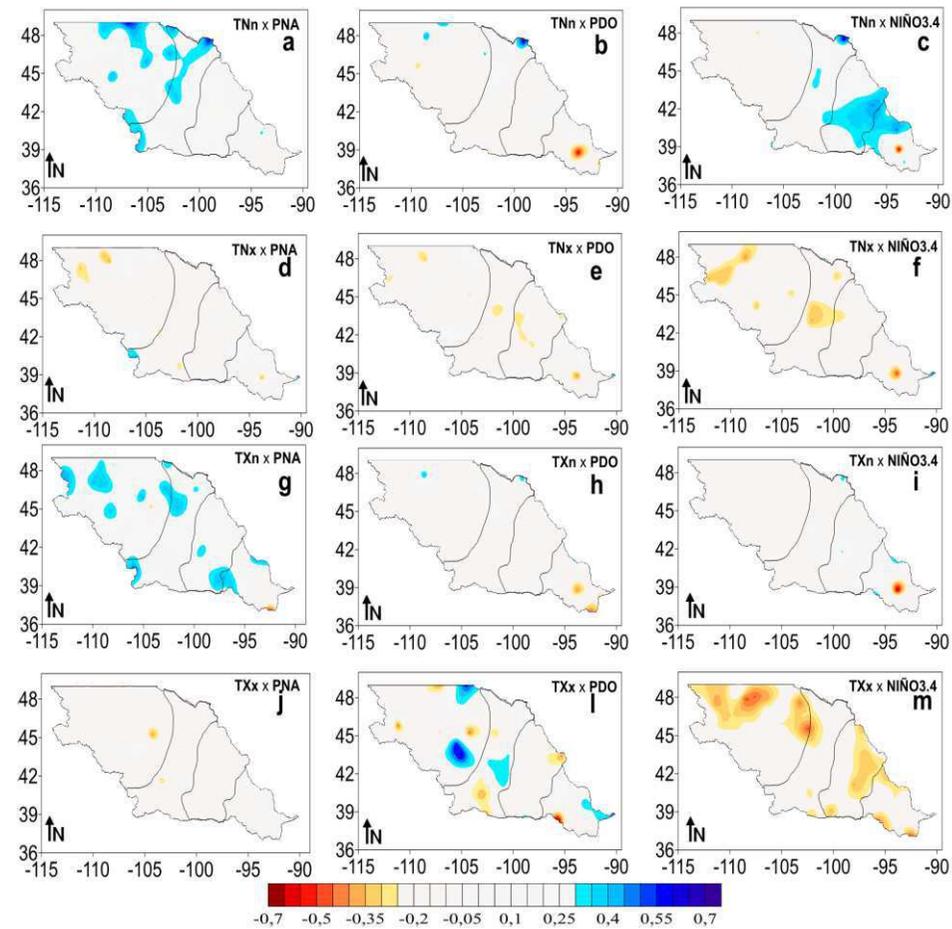


Figura 4.19. Distribuição espacial das correlações entre os índices de extremos climático de temperatura e os índices climáticos de interação oceano-atmosfera atuantes no Oceano Pacífico para RHM.



### 4.3. RELAÇÃO INTER-HEMISFÉRICA ENTRE OS ÍNDICES EXTREMOS

Conhecer o comportamento das variabilidades e mudanças climáticas ao redor do mundo nos ajuda a compreender as magnitudes e impactos causados. Deste modo, saber se as variações estão acontecendo ao mesmo tempo, ou em fases opostas em diferentes localidades, independente do hemisfério estudado, implica dizer que as mudanças ocorridas são de escala global.

A Figura 4.20, demonstra a similaridade no comportamento da variabilidade climática ocorrida nas RHP (Hemisfério Sul) e RHM (Hemisfério Norte), com relação ao sentido do sinal e variando apenas na intensidade em que cada região hidrográfica sente. Com base nos índices climáticos de temperatura TX90, TX10, TN90 e TN10 normalizados, verificou-se que as séries de TN90 e TN10 apresentam maior quantidade de anos em mesma fase, somando em torno de 33 e 38 anos, respectivamente. Ressalta-se que em relação a estes índices verificou-se 2 anos (5 anos) de oposição nos resultados de TN90 (TN10) em relação às regiões hidrográficas nos anos de 1981 e 2009 (1981, 1992, 1996, 2009 e 2014). Com a relação a TX90 e TX10 a variabilidade entre as regiões hidrográficas são mais acentuadas, contudo, nota-se que aproximadamente 32 anos (35 anos) de TX90 (TX10) indicam variação em fase e somente os anos de 1980 e 2014 (1971, 1981, 2009 e 2014) apresentam resultados fora de fase, como oposição total dos índices de região hidrográfica.

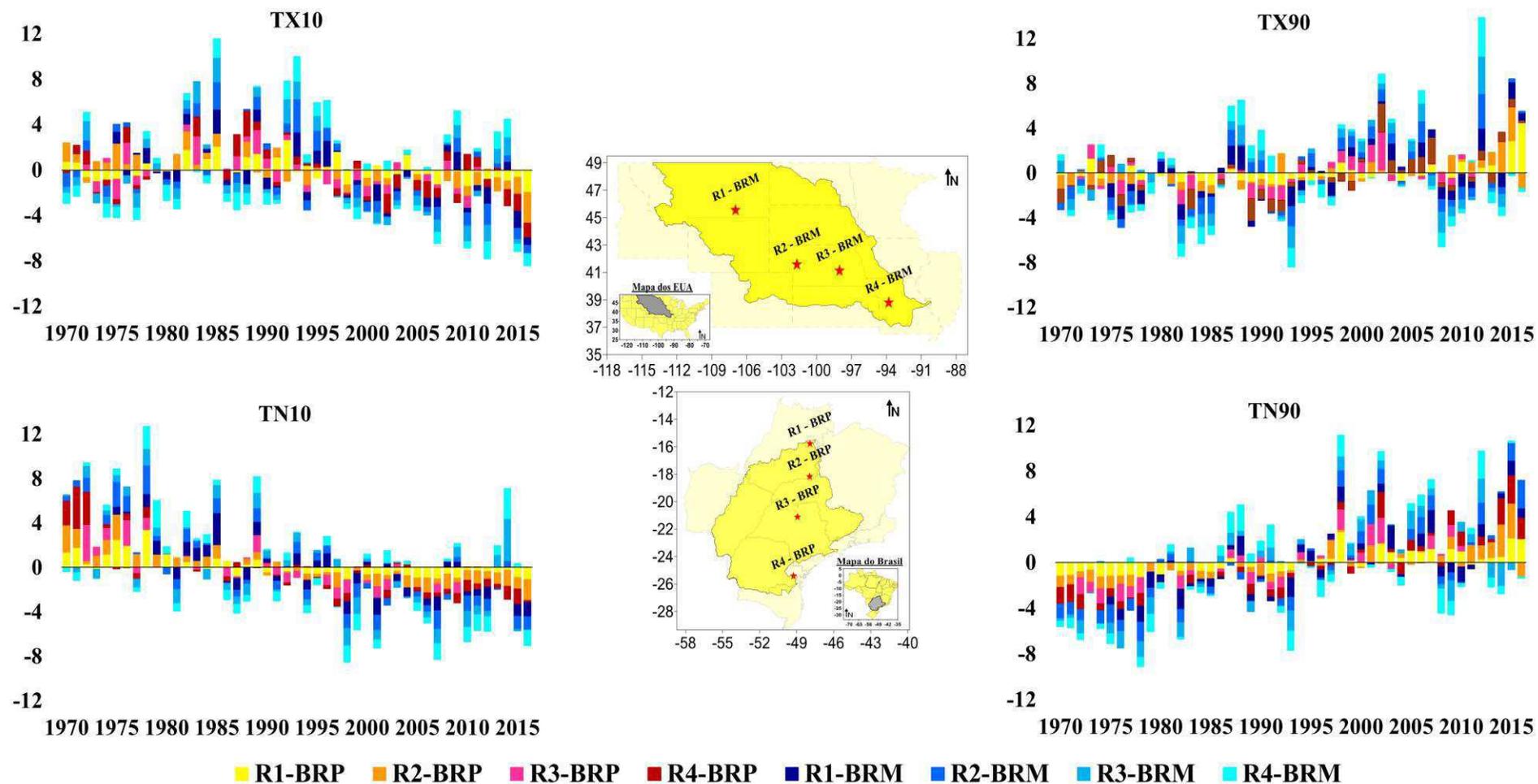
Os anos de 1981, 2009 e 2014 foram anos em comum com relação à assimetria dos índices nas regiões hidrográficas e verificou-se que estes estão relacionados diretamente às fases da ODP e PNA e observou-se que no ano de 1981 a ODP e PNA encontravam-se com sinal positiva e os índices TN10 e TX10 apresentam anomalias negativas (positiva) na RHM (RHP) enquanto TN90 exibiu resultado oposto. Em 2009 a ODP e PNA estavam com sinal negativo e o oposto foi observado, com TN10 e TX10 apresentando anomalias positivas (negativa) na RHM (RHP) e o inverso foi verificado em TN90. Entretanto, este padrão não foi verificado em 2014, ano que a ODP e TNA exibiram sinal positivo mais forte do que o observado em 1981, com isso os índices de TX10 e TN10 apresentaram resultados semelhantes aos observados em 2009 diferindo apenas na intensidade do evento. Woodhouse (2002) em sua pesquisa utilizando anéis de árvore concluiu que durante episódios de El Niño, o PNA tende a estar na fase positiva, e durante a La Niña, o PNA tende a estar na fase negativa e com isso o oeste dos EUA presencia uma circulação positiva de PNA geralmente associada com condições quentes e secas, enquanto uma circulação negativa de PNA é

geralmente associada a condições frias e úmidas. Sabendo que nossa área de estudo está na área central dos EUA a PNA positiva (negativa) irá causar condições frias e úmidas (quentes e secas) correspondendo com os resultados encontrados nesta pesquisa.

Um fato interessante a se destacar é que além das influências decenais do Pacífico as regiões hidrográficas também são afetadas por oscilações ligadas ao Atlântico. Verificou-se que a TN90 (TN10) apresenta uma curva com assinatura semelhante (inversa) a da OMA.

Outro resultado a se destacar com relação a RHP e RHM é que elas representam claramente as tendências de redução no número de dias (TX90) e noite frias (TN90) e aumento no número de dias (TX90) e noites (TN90) quentes confirmando os resultados das análises de tendências observados nas Figuras 17 e 4.19.

Figura 4.20. Gráfico dos índices extremos climáticos de temperatura TX10 (superior esquerdo), TN10 (inferior esquerdo), TX90 (superior direito), TN90 (inferior direito) normalizados de cada região homogêneas (mapa central) das regiões hidrográficas do Paraná e Missouri.



Fonte: Elaborado pela autora.

## 5. CONCLUSÃO

Este estudo fornece uma amostra da complexidade com relação aos estudos de variabilidade e mudanças climáticas associadas as variações ocorridas nos Oceanos Atlântico e Pacífico, e uso e cobertura da terra. Comprovando que em muitos casos estas oscilações podem ser tênues em grande escala, mas com um impacto maior em escala local.

As RHP e RHM apesar de estarem em hemisférios diferentes apresentam características semelhantes por apresentarem as estações do ano definido com verão de temperaturas elevadas e alta pluviosidade e inverno com temperaturas amenas e poucas chuvas.

A análise de ondeletas mostrou similaridade na ocorrência dos eventos extremos de precipitação sugerindo que suas causas climáticas estão relacionadas a fenômenos de escalas temporais diferentes que atuando de forma simultânea contribuem para o aumento/redução dos totais pluviométricos. As principais escalas associadas são: multidecenais, decadais, intrasazonais persistida (2 a 4 anos) e sazonais relacionadas as oscilações nos Oceanos Atlântico e Pacífico que atuam com intensidade diferente nas áreas de cada região hidrográfica. Notando que as escalas decenais e multidecenais tem maior influência na RHM do que na RHP conforme visto.

Os índices extremos de temperatura relacionados as mínimas temperaturas TNn e TNx indicaram aumento de 5 e 3,5 °C/período na RHM e de 3,5 e 3 °C/período na RHP, respectivamente, seguindo esta tendência os dias e as noites frias (TX10 e TN10) tiveram redução de 3 e 7,5 dias/período. Estes aumentos também foram observados nos índices relacionados as máximas temperaturas, de certa forma podemos inferir que as variações nos extremos climáticos regionais são ditadas pela interação das escalas temporais e soma-se as atividades antrópicas que estão diretamente relacionadas ao aumento populacional região. Atividades antropogênicas típicas aumentam o efeito das ilhas de calor urbana, em decorrência das variações no uso e cobertura do solo, com destaque para o aumento das áreas de construção urbana. Essas atividades afetam os processos climáticos, resultando em aumento da temperatura e precipitação intensa.

Assim como observado nos índices de temperatura os índices extremos de precipitação também apontaram coerência com relação às mudanças, mesmo apresentando tendências não significativas e com padrões espaciais muito mistos de tendências positivas e negativas em boa parte das estações. Verificando aumento significativamente estatístico dos dias consecutivos secos, precipitação acima de 50 mm, quantidade de precipitação em 1 dia e precipitação total nas regiões hidrográficas. Esses resultados são relevantes para os impactos das mudanças climáticas e para a

avaliação da vulnerabilidade das regiões hidrográficas principalmente quando consideramos as tendências crescentes de chuvas fortes observadas em ambas regiões hidrográficas.

Quando correlacionamos os índices extremos de temperatura e precipitação com os índices oceano-atmosfera verificamos correlações que este tem mais influência sobre os índices de temperatura em relação à precipitação em termos de área. Destacando que os índices de temperatura apresentaram correlação direta com o Niño 3.4 e OMA enquanto a NAO indicou correlação negativa, contudo, estes sinais se mostraram mais intenso na RHP em comparação a RHM. Diferente do Atlântico que indicou influência simétrica dos índices nas duas regiões hidrográficas, o Pacífico expressa similaridade somente com relação a TNn com correlação positiva.

Observou-se de forma simples que as mudanças ocorridas na RHP apresentam números bem expressivos com relação à expansão agrícola seguida das áreas urbanas e embora tenha verificado uma redução tímida no desmatamento. A maior problemática pode observada com relação à expansão urbana que ocorrem muitas das vezes de maneira desordenada, gerando mudança nas características climáticas em escala local, com destaque para as ilhas de calor e alagamentos. Essas alterações ambientais e climáticas correntes constituem um enorme desafio a curto, médio e longo prazo à humanidade. A resiliência do ambiente a impactos frequentes e intensificados, constitui uma questão crucial para os gestores.

E em meio a tantas mudanças observadas afetadas pelas múltiplas escalas de tempo e clima verificamos que ambas as regiões hidrográficas são atingidas de forma quase que simultânea e sofrem alterações em seus padrões climáticos de temperatura e precipitação estando em fase.

## 5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHO FUTURO

- Realizar análise sazonal nos índices extremos de temperatura com foco em identificar o trimestre que mais impacta nas variações anuais;
- Correlacionar essas mudanças sazonais com as fases positivas e negativas dos índices de oscilação Oceano-Atmosfera;
- Analisar os índices em dois períodos distintos 1970-2000 e 1990-2016 com o propósito de verificar qual período apresenta as maiores variações nos índices de extremos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBAS, F., SARWAR, N., IBRAHIM, M., ADREES, M., ALI, S., SALEEM, F., HAMMAD, H. M. Patterns of Climate Extremes in the Coastal and Highland Regions of Balochistan, Pakistan. **Earth Interactions**, v. 22(6), p. 1–23. 2018. doi:10.1175/ei-d-16-0028.1

ALEXANDER, M. A.; MATROSOVA, L.; PENLAND, C.; SCOTT, J. D.; CHANG, P. Forecasting Pacific SSTs: linear inverse model prediction of the PDO. **Journal of Climate**, v.21, p.385-402, 2008.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic, **Journal of Geophysical Research**, 109, C05009, 2004

ARAÚJO, W. S.; BRITO, J. I. B. Índices de tendências de mudanças climáticas para os estados da Bahia e Sergipe por meio de índices pluviométricos diários e sua relação com TSM do Pacífico e Atlântico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.4, p. 541 - 554, 2011.

ASSIS, J. M. O.; LACERDA, F. F.; SOBRAL, M. C. M. Análise de Detecção de Tendências no Padrão Pluviométrico na Bacia Hidrográfica do Rio Capibaribe. **Revista Brasileira de Geografia física**. V. 02, p. 320-331. 2012.

BARNSTON, A.G. e LIVEZEY, R.E. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. **Monthly Weather Review**, v.115, p.1083–1126, 1987. doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2

BARRELLA, W. et al. As relações entre as matas ciliares os rios e os peixes. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO; H.F. (Ed.) Matas ciliares: conservação e recuperação. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2001.

BEZERRA, B. G., SILVA, L. L., SILVA, C. M. S., CARVALHO, G. G. Changes of precipitation extremes indices in São Francisco River Basin, Brazil from 1947 to 2012. **Theoretical and Applied Climatology**. V. p.1-12. 2018. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2396-6>.

BEZERRA, M.V.C.; SILVA, B.B. da; BEZERRA, B.G. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, p.709 717, 2011.

BJERKNES, J. Atlantic air-sea interaction. IN: Advances in Geophysics (eds. H. E. Landsberg and J. Van Mieghem) v. 10, Academic Press, New York, 1–82, 1964.

BOOTH, E. L. J.; BYRNE, J. M.; JOHNSON, D. L. Climatic changes in western North America, 1950-2005. **International Journal of Climatology**, v. 32, p. 2283-2300. 2011.

BRAGA, C. C.; BRITO, J. I. B.; SANSIGOLO, C. A.. E RAO; T. V. R. Tempo de resposta da vegetação às variabilidades sazonais da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria-RS, v.11,n.1,p.149- 157. 2003.

CANADA CENTRE FOR REMOTE SENSING – CCRS. Tutorial: Fundamentals of Remote Sensing.2007.Disponível em:<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundm /pdf/ fundamental se.pdf>.

CHAN, H. S., KOK, M. H., LEE, T. C. Temperature trends in Hong Kong from a seasonal perspective. **Climate Research**. v. 55, p. 53–63, 2012. doi: 10.3354/cr01133.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; PATZOLD, J.; WEFER, G.; MARENGO, J. A. Possible impact of the Atlantic Multidecal Oscillation on the South American Summer monsoon. **Geophysical Research letters**, v. 36, L21707, p. 5, 2009. doi: 10.1029/2009GL039914.

CLIMATE PREDICTION CENTER. **Pacific/North American Pattern**. College Park: CPC/NOAA, 2018. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/pna.shtml>>. Acessado em: 18/11/2018.

CLIMATE PREDICTION CENTER. **North Atlantic Oscillation (NAO)**. College Park: CPC/NOAA, 2018. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>>. Acessado em: 18/11/2018.

COHEN, J. Statistical power analysis for the behavioral sciences. Hillsdale, New Jersey, Erlbaum. 1988.

COLWELL, R. N. Manual of Remote Sensing. Falls Church: ASP&RS, 1983.

COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO. Milho total: 1a e 2a safra: série histórica de área plantada: safras 1976/77 a 2009/10. Brasília: Companhia Nacional de Abastecimento, 2009a. Disponível em: <<http://www.conab.gov.br/conabweb/download/safra/MilhoTotalSerieHist.xls>>.

COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO. Soja: série histórica de área plantada: safras 1976/77 a 2009/10. Brasília: Companhia Nacional de Abastecimento, 2009b. Disponível em: <<http://www.conab.gov.br/conabweb/download/safra/SojaSerieHist.xls>>.

COSTA, A. S., COSTA, W. L. B., BRAGA, C. C., DANTAS, M. P. Temporal space variability for precipitation in the state of Pernambuco. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing**, v.7, n.1, p. 1-7. 2017.

CUNHA, J. E. B. L.; et al. Dinâmica da cobertura vegetal para a Bacia de São João do Rio do Peixe, PB, utilizando-se sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 5, p. 539 – 548, 2012.

DA SILVA, D.F. Aplicação das análises de Ondeletas para previsão climática e na prevenção de risco climático no Estado do Ceará. In: Luciano Lourenço e Manuel Mateus. (Org.). Riscos naturais, antrópicos e mistos: Homenagem ao Prof. Dr. Fernando Rebelo. 1ª Ed. Coimbra-Portugal: Universidade de Coimbra, v. 1, p. 235-250, 2013.

DA SILVA, D.F.; Kayano, M.T.; SOUSA, F. de A.S. Uso de ferramentas estatísticas para acompanhamento climático e prevenção de riscos na bacia hidrográfica do rio Mundaú (Brasil). **Revista Territorium** (Portugal), v. 17, p. 17-26, 2010.

DAI, A. The influence of the Inter-decadal Pacific Oscillation on US precipitation during 1923-2010. **Climate Dynamics**, v. 41. p. 633–646. 2013. DOI 10.1007/s00382-012-1446-5.

DAI, A., K.E., TRENBERTH, K.E., KARL, T.R. , Global variations in droughts and wet spells: 1900–995. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 3367-3370, 1998. doi.org/10.1029/98GL52511

DANCEY, C.; e REIDY, J. Estatística Sem Matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows. Porto Alegre, Artmed. 2006.

DANTAS, L. G.; BRITO, J. I. B.; RODRIGUES, H. P.; AIRES, R. A.; CABRAL, D. E. C. Oscilação Decadal do Pacífico e Multidecadal do Atlântico no Clima da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Geografia Física**. V. 03, p. 600-611. 2012

DIJKSTRA, H. .; RAA, L.; SCHMEITS, M.; GERRITS, J. On the physics of the Atlantic Multidecadal Oscillation. **Ocean Dynamics**, v. 56, n. 1, p. 36-50, 2006. doi: 10.1007/s10236-005-0043-0, 2006.

DIMA, M.; LOHMANN, G. A. A hemispheric mechanism for the atlantic multidecadal oscillation. **Journal of Climate**, v. 20, p.2706–2719, 2007. doi: 10.1175/JCL14174.1

DORE, M. H. I. Climate change and changes in global precipitation patterns: What do we know?. **Environment International**, v. 31, p. 1167–1181, 2005.

ENFIELD, D. B. et al. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 7841– 7848, 1999.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑES, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flow in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077-2080, 2001.

FENG, S.; HU, Q.; OGLESBY, R. J. Influence of Atlantic sea surface temperatures on persistent drought in North America. **Climate Dynamics**, v. 37, p.569–586, 2011

FERREIRA, A. G. Interpretação de imagens de satélites meteorológicos: uma visão prática e operacional do hemisfério sul. Brasília: Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, 270 p. 2002.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da zona de convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FRICH, P., ALEXANDER, L.V., DELLA-MARTA, P., GLEASON, B., HAYLOCK, M., KLEIN-TANK, A., PETERSON, T. Observou mudanças coerentes nos extremos climáticos durante a segunda metade do século 20. **Climate Research**, v. 19, p. 193 – 212. 2002.

FU, G.; VINEY, N. R.; CHARLES, S. P.; LIU, J. Long-Term Temporal Variation of Extreme Rainfall Events in Australia: 1910–2006. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, p. 950–965, 2010. (doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JHM1204.1>)

GALLANT, A. J. E.; KAROLY D. J.; GLEASON, K. L.: Consistent Trends in a Modified Climate Extremes Index in the United States, Europe, and Australia. **Journal of Climate**, v.27, p. 1379–1394. 2014. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00783.1>.

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

GEMMER, M.; FISCHER, T.; JIANG, T.; SU, B.; LIU LIU, L. Trends in Precipitation Extremes in the Zhujiang River Basin, South China. **Journal of Climate**, v. 24, p. 750–761, 2011. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3717.1>

GROISMAN, P.Y.; KNIGHT, R.W.; EASTERLING, D.R.; KARL, T.R.; HEGERL, G.C.; RAZUVAEV, V.A.N. Trends in intense precipitation in the climate record. **Journal of Climate**, v.18, p. 1326–1350. 2005.

HAM, Y. G., KUG, J. S., PARK, J. Y., JIN, F. Sea Surface Temperature in the North Tropical Atlantic as a Trigger for El Niño/Southern Oscillation Events. **Nature Geoscience** v. 6, p. 112–116. 2013.

HATZAKI, M., e WU, R. The South-Eastern Europe Winter Precipitation Variability in Relation to the North Atlantic SST. **Atmospheric Research**, v. 152, p. 61–68. 2015.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIACÃO, Y. M. T.; BAEZ, J.; BARROS, V. R.; BERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; GARCIA, V. J.; GRIMM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M. B.; MONCUNILL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J.; TREBEJO, I.; VINCENT, L.A. Trends in total and extreme South American rainfall 1960–2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1490–1512, 2006.

HU, Q.; FENG, S. AMO and ENSO driven summertime circulation and precipitation variations in North America. **Journal of Climate**, 2012. (doi:10.1175/JCLI-D-11-00520.1).

HUETE, A. R.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E. P.; GAO, X.; FERREIRA, L. G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, v.83, p. 195-213. 2002.

HUO, L., GUO, P., HAMEED, S. N., JIN, D. The Role of Tropical Atlantic SST Anomalies in Modulating Western North Pacific Tropical Cyclone Genesis. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 2378–2384. 2015.

IPCC (2013) Summary for policymakers. Climate change 2013. In: Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds) The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, p 29.

JIANQING, F., QIWEI, Y. Nonlinear time series: nonparametric and parametric methods. Springer series in statistics. New York, USA. 2003. ISBN 0387224327

JOHANN, J. A.; BECKER, W. R.; OPAZO-URIBE, M. A.; MERCANTE, E. Uso de imagens do sensor orbital modis na estimação de datas do ciclo de desenvolvimento da cultura da soja para o estado do Paraná – Brasil. **Engenharia Agrícola, Jaboticabal**. v.36, n.1, p.126-142. 2016.

JOHANN, J. A.; ROCHA, J. V.; DUFT, D. G.; LAMPARELLI, R. A. C. Estimativa de áreas com culturas de verão no Paraná, por meio de imagens multitemporais EVI/Modis. **Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília**, v.47, n.9, p.1295-1306t. 2012.

JUNG, I.; BAE, D.; KIM, G. Recent trends of mean and extreme precipitation in Korea. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 359–370. 2011.

KAUFMAN, L.; ROUSSEEUW, P. J. Finding groups in data: an introduction to cluster analysis. New York: John Wiley and Sons, 1990.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v.27, p.531-540, 2006.

KEGGENHOFF, I., ELIZBARASHVILI, M., AMIRI-FARAHANI, A., KING, L.. Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia, 1971–2010. **Weather and Climate Extremes**, v. 4, p. 75–85. 2014. doi:10.1016/j.wace.2014.05.001

KENDALL, M.G. Rank Correlation Methods. London: Charles Griffin, p. 120, 1975.

KERR, R. A.. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, **Science**, n.288, p.1984-1985, 2000.

KLEIN TANK, A. M. G.; ZWIERS, F. W.; ZHANG, X. Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. Climate Data and Monitoring WCDMP-No. 72. World Meteorological Organization, 55p. 2009.

KNIGHT, J. R.; ALLAN, R. J.; FOLLAND, C. K.; VELLINGA, M.; MANN, M. E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L201708, 2005. doi: 10.1029/2005GLO24233.

KOUSKY, V.; KAYANO, M.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies, **Tellus**, 36A, p. 490-504, 1984.

KOUSKY, V.E.; CHU, P.S. Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil, **Journal of The Meteorological Society of Japan**, v. 56, p. 457-466, 1978.

KRUGER, A. C. Observed trends in daily precipitation indices in South Africa: 1910–2004. **International Journal of Climatology**, v. 26, p.2275–2285, 2006.

KURBIS, K.; MUDELSEE, M.; TETZLAFF, G.; BRÁZDIL. Trends in extremes of temperature, dew point, and precipitation from long instrumental series from central Europe. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 98, p. 187-195. 2009.

KURTZMAN, D.; SCANLON, B. R. El Niño–Southern Oscillation and Pacific decadal oscillation impacts on precipitation in the southern and central United States: Evaluation of spatial distribution and predictions. **Water Resources Research**, v. 43, p. W10427. 2007. (doi:10.1029/2007WR005863).

LIMA, W. P.; ZAKIA M. J. B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES; R.R.; LEITÃO FILHO; H.F. (Ed.) Matas ciliares: conservação e recuperação. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2000. p.33-43.

LIMA, W.P. Princípios de manejo de bacias hidrográficas. Piracicaba: ESALQ. USP, 1976.

LOPES, H. L.; CANDEIAS, A. L. B.; ACCIOLY, L. J. O.; SOBRAL, M. C. M.; PACHECO, A. P. Parâmetros biofísicos na detecção de mudanças na cobertura e uso do solo em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 14, n. 11, p. 1210-1210. 2010

LUO, Y.; LIU, S.; FU, S.; LIU, J.; WANG, G.; ZHOU, G. Trends of precipitation in Beijiang River basin, Guangd Province, China. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 2377–2386. 2008. (doi: 10.1002/hyp.6801).

MANTUA, N. J., e HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**, v. 58(1), p. 35–44, 2002. doi:10.1023/a:1015820616384

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; J. M. WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A. Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, 1997.

MELO, E. T.; SALES, M. C. L.; OLIVEIRA, J. G. B. de. Aplicação do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) para análise da degradação ambiental da microbacia hidrográfica do riacho dos Cavalos, Crateús – CE. *RA'E GA*, Curitiba, 23, p. 520-533, 2011.

MILLS, C. M.; WALSH, J. E. Seasonal Variation and Spatial Patterns of the Atmospheric Component of the Pacific Decadal Oscillation. **Journal Climate**, v. 26, 1575–1594. 2013. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00264.1>

MO, K. C.; SCHEMM, J. E.; YOO, S. H. Influence of ENSO and the Atlantic Multidecadal Oscillation on Drought over ten United States. **Journal of Climate**, v. 22, n.12, p. 5962-5982, 2009.

MOLION, L.C.B. Perspectivas climáticas para os próximos 20 anos. Anais... In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ARROZ IRRIGADO, 6., 2009, Porto Alegre. Estresses e sustentabilidade: desafios para a lavoura arrozeira. p.540-548. Porto Alegre: Palotti, 2009.

MONTEIRO, C.A.F. A Dinâmica Climática e as Chuvas no Estado de São Paulo. UNESP, Ageteo, 1 CD-ROM. (2000)

MORETTIN, P.A. Ondas e Ondeletas: Da Análise de Fourier à Análise de Ondeletas, EDUSP, 193 P., 1999.

NICHOLSON, S. E.; FARRAR, T. J. The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall, and soil moisture in semi-arid Botswana. I. NDVI response to rainfall. **Remote Sensing of Environment**, v. 50, p. 107-120. 1994.

NOBRE, C.A.; SHUKLA, J.; SELLERS, P.J. Impactos climáticos do desmatamento da Amazônia. *Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 4(9), 44 - 55, 1989.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v.10, n. 4, p. 2464-2479, 1996.

PARTAL, T., KAHYA, E. Trend analysis in Turkish precipitation data. **Hydrol Process**, v. 20, p. 2011–2026. 2006

QUADRO, M. F. de L. Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, 1994.

REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185 – 204. 2010.

RENOM, M., RUSTICUCCI, M., BARREIRO, M.. Multidecadal changes in the relationship between extreme temperature events in Uruguay and the general atmospheric circulation,. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 2471-2480. 2011.

REVADEKAR, J. V.; KOTHAWALE, D. R.; PATWARDHAN, S. K.; PANT, G. B.; RUPA KUMAR, K. About the observed and future changes in temperature extremes over India. **Natural Hazards**, v. 60, p. 1133-1155. 2012.

RISSO, J.; RIZZI, R.; RUDORFF, B. F. T.; ADAMI, M.; SHIMABUKURO, Y. E.; FORMAGGIO, A. R.; EPIPHANIO, E. R. D. V. Índices de vegetação Modis aplicados na discriminação de áreas de soja. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v.47, n.9, p.1317-1326. 2012.

ROUSSEEUW, P. Silhouettes: A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, The Netherlands, The Netherlands, v. 20, n. 1, p. 53–65, nov. 1987. ISSN 0377-0427.

RUSTICUCCI, M.; MARENGO, J.; PENALBA, O.; RENOM, M. An intercomparison of model-simulated in extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century. Part 1: mean values and variability. ***Climatic Change***. v. 98, p. 493-508. 2010.

SAGARIKA, S., KALRA, A., AHMAD, S. Interconnections between oceanic–atmospheric indices and variability in the U.S. streamflow. ***Journal of Hydrology***, v. 525, p. 724–736. 2015. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.04.020

SANTOS, C. A. C. Recent Changes in Temperature and Precipitation Extremes in an Ecological Reserve in Federal District, Brazil. ***Revista Brasileira de Meteorologia***, v.29, n.1, 13 - 20, 2014.

SANTOS, C. A. C., SATYAMURTY, P., GOMES, O. M., SILVA, L. E. M. G. Variability of extreme climate Indices at Rio Claro, São Paulo, Brazil. ***Revista Brasileira de Meteorologia***, v. 27, n. 4, p. 395 - 400, 2012.

SANTOS, C. A. C., NEALE, C. M. U., RAO, T. V. R., SILVA, B. B. Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation over Utah, USA. ***International Journal Climatology***, v. 31(12), p. 1813–1822. 2011 <https://doi.org/10.1002/joc.2205>

SARAVANAN, R.; CHANG, P. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño–Southern Oscillation. ***Journal of Climate***, v. 13, p. 2177-2194, 2000.

SAYEMUZZAMAN, M., JHA, M. K. Seasonal and annual precipitation time series trend analysis in North Carolina, United States. ***Atmos Res***, v. 137 p. 183–194. 2014 doi:10.1016/j.atmosres.2013.10.012

SCHLESINGER, M. E.; RAMANKUTTY, N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. ***Nature***, v. 367, p. 723-726, 1994. doi:10.1038/367723a0.

SCHNEIDER, N.; CORNUELLE, B. D. The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. ***Journal of Climate***, v.18, p.4355-4373, 2005.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, v. 63(324), p. 1379–1389. 1968.

SILLMANN, J.; KHARIN, V. V.; ZHANG, X.; ZWIERS, F. W.; BRONAUGH, D. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. **Journal of Geophysical**, v. 118, n. 4, p. 1716–1733, 2013.

SILVA, B.B. da; SILVA, S.T.A. da; GOMES, H.B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. **Mercator**, v.9, p.91-106, 2010.

SILVA, W. L., DEREZYNSKI, C., CHANG, M., FREITAS, M., MACHADO, B. J., TRISTÃO, L., RUGGERI, J. Tendências observadas em indicadores de extremos climáticos de temperatura e precipitação no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 2, p. 181–194. 2015. doi:10.1590/0102-778620130622

SOUSA, A. B.; DA SILVA, D. F. Causas climáticas da variabilidade pluviométrica e tendências climáticas na Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe (CE). **Caminhos de Geografia (UFU)**, v. 14, p. 101, N.46-117, 2013.

SOUZA, E. F. Comparação e escolha de agrupamentos: uma proposta utilizando a entropia. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Matemática e Estatística, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/45/45133/tde-13092007-145328/>>.

STANTON, J. M. Galton, Pearson, A brief history of linear regression for statistics instructors. *Journal of Statistical Education*, vol. 9, n°. 3. 2001.

STRAHLER, A. H. *Physical geography*. John Wiley & Sons, New York. 1951.

THEIL, H. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. I *Proc Kon Ned Akad Wetensch*, v.53, p. 386–392, 1950.

TONELLO, K.C. Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhões, MG. 2005. 69p. Tese (Doutorado em Ciências Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P.: A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, p. 61-78, 1998.

UVO, C. B., REPELLI, C. A., ZEBIAK, S. E., KUSHNIR, Y. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551–562. 1998.

VAN OLDENBORGH, G. J.; TE RAA, L. A.; DIJKSTRA, H. A.; PHILIP, S. Y. Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean, **Ocean Science**, v. 5, p. 293-301, 2009. doi:10.5194/os-5-293-2009.

WAGNER D. Scenarios of extreme temperature events. **Climatic Change**, vol. 33 p. 385–407. 1996.

WALLACE, J.M. AND GUTZLER, D.S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 784-812. 1981. doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2

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

WENG, H.; LAU, K-M. Wavelets, period doubling, and timefrequency localization with application to organization of convection over the Tropical Western Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, 1994.

WHOOHISER, D.A. Combined effects of Southern Oscillation. Index and the Pacific Decadal Oscillation on a stochastic daily precipitation model. **Journal of Climate**, v.21, p.1139-1152, 2008

WOODHOUSE, C. A. 431-Yr Reconstruction of Western Colorado Snowpack from Tree Rings. **Journal of Climate**. v. 16, p. 1551-1561. 2002.

YAN, G., QI, F., WEI, L., AIGANG, L., YU, W., JING, Y., AIFANG, C., YAMIN, W., YUBO, S., QIANQIAN, M. Changes of daily climate extremes in Loess Plateau during 1960–2013. **Quaternary International**, v. 371, p. 5–21. 2015. doi:10.1016/j.quaint.2014.08.052

YANG, T. Q.; SHAO Z. C.; HAO, X.; CHEN, Z.; ZHANG, C. Y.; XU, L.; SUN, Regional frequency analysis and spatio-temporal pattern characterization of rainfall extremes in the Pearl River basin. **Journal of Hydrological**. v. 380, p. 386–405. 2010

ZANDONADI, L. As Chuvas na Bacia do Paraná: aspectos temporais, espaciais e rítmicos. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro. 2009.

ZANDONADI, L., ACQUAOTTA, F., FRATIANNI, S., ZAVATTINI, J. A. Changes in precipitation extremes in Brazil (Paraná River Basin). **Theoretical and Applied Climatology**, v.123, p.741–756. 2015. doi:10.1007/s00704-015-1391-4

ZAVATTINI, J. A. A Dinâmica Atmosférica e a Distribuição das Chuvas no Mato Grosso do Sul. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1990.

ZAVATTINI, J. A.; BOIN, M. N. Climatologia Geográfica: teoria e prática de pesquisa. Editora Alínea, Campinas. 2013. ISBN 978-85-7516- 611-6

ZAVATTINI, J.A. As Chuvas e as Massas de Ar no Estado de Mato Grosso do Sul: estudo geográfico com vista à regionalização climática. São Paulo: Editora Cultura Acadêmica, Rio Claro: Editora UNESP. 2009.

ZHANG, Q.; CHEN, X.; STEFAN, B. "Spation-Temporal Variations of Precipitation Extremes in the Yangtze River Basin (1960-2002), China,". **Atmospheric and Climate Sciences**. v. 1, n. 1, p. 1-8. 2011. doi:10.4236/acs.2011.11001.

ZHANG, X.; HEGERL, G.; ZWIERS, F. W.; KENYON, J. Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes. **Journal of Climate**, v.18, p. 1641–1651. 2005.

ZHANG, X.; Yang F. RCLimDex (1.0) User Guide. Climate Research Branch Environment Canada: Downsview, Ontario, Canada. p. 23. 2004

ZHONG, K., ZHENG, F., WU, H., QIN, C., XU, X. Dynamic changes in temperature extremes and their association with atmospheric circulation patterns in the Songhua River Basin, China. **Atmospheric Research**, v. 190, p. 77–88. (2017). doi:10.1016/j.atmosres.2017.02.012.

## APÊNDICE A – LISTA DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS COM PORCENTAGEM DE FALHAS

Tabela 3. Informações referentes as 116 estações meteorológicas utilizadas para a realização do estudo da RHM

	COUNTRY - NAME	CÓDIGO	PERÍODO	PRP %FALHA	Tmax %FALHA	Tmin %FALHA
1	SK MANKOTA	CA004034910	1970-2016	11,79	16,93	14,15
2	CO CANON CITY	USC00051294	1970-2016	7,25	8,69	10,65
3	CO EADS	USC00052446	1970-2016	5,79	6,87	8,25
4	CO STEAMBOAT SPRINGS	USC00057936	1970-2016	5,57	3,08	3,02
5	IA AUDUBON	USC00130385	1970-2016	0,43	5,42	2,76
6	IA LAKE PARK	USC00134561	1970-2016	5,40	5,26	5,35
7	KS FT SCOTT	USC00142835	1970-2016	1,47	1,61	1,54
8	KS GREAT BEND	USC00143218	1970-2016	3,29	4,43	4,49
9	KS HERINGTON	USC00143594	1970-2016	0,97	0,91	0,91
10	KS SCOTT CITY	USC00147271	1970-2016	0,14	0,09	0,13
11	KS SMITH CTR	USC00147542	1970-2016	0,01	0,03	0,02
12	KS WASHINGTON	USC00148578	1970-2016	1,16	0,77	0,79
13	MO BROOKFIELD	USC00230980	1970-2016	1,09	1,81	1,83
14	MO ELSBERRY 1 S	USC00232591	1970-2016	1,77	0,90	0,90
15	MO MARYVILLE 2E	USC00235340	1970-2016	1,65	2,45	2,42
16	MO POMME DE TERRE DAM	USC00236777	1970-2016	5,43	8,01	7,92
17	MO ROLLA MISSOURI S&T	USC00237263	1970-2016	4,47	6,97	5,21
18	MO WASOLA 5N	USC00238754	1970-2016	16,32	17,18	16,84
19	MT BREDETTE	USC00241088	1970-2016	0,73	1,19	1,44
20	MT BUSBY	USC00241297	1970-2016	4,01	4,68	4,80
21	MT CHINOOK	USC00241722	1970-2016	4,38	5,90	6,03
22	MT COLUMBUS	USC00241938	1970-2016	1,39	1,27	1,46
23	MT FT PECK PWR PLT	USC00243176	1970-2016	2,69	3,08	2,99
24	MT GIBSON DAM	USC00243489	1970-2016	8,14	3,90	3,79
25	MT POWDERVILLE 8 NNE	USC00246691	1970-2016	8,56	3,61	3,84
26	NE ARTHUR	USC00250365	1970-2016	0,12	2,33	1,38
27	NE BRIDGEPORT	USC00251145	1970-2016	1,42	1,49	1,43
28	NE BURWELL	USC00251345	1970-2016	10,19	10,33	10,40
29	NE CULBERTSON	USC00252065	1970-2016	0,15	0,56	0,22
30	ND CARRINGTON 4 N	USC00321362	1970-2016	6,19	9,38	10,44
31	ND GARRISON	USC00323376	1970-2016	5,32	5,18	5,03
32	ND NEW ENGLAND	USC00326315	1970-2016	4,49	2,24	2,27
33	ND WATFORD CITY 14S	USC00329246	1970-2016	5,52	6,22	6,17
34	SD ACADEMY 2NE	USC00390043	1970-2016	0,42	0,75	0,75
35	SD EUREKA	USC00392797	1970-2016	1,68	1,82	5,35
36	SD SISSETON	USC00397742	1970-2016	1,08	1,10	1,23
37	WY DULL CTR 1SE	USC00482725	1970-2016	1,51	2,58	2,37

38	WY SNAKE RIVER	USC00488315	1970-2016	4,92	5,55	5,45
39	WY SYBILLE RSCH UNIT	USC00488808	1970-2016	2,18	3,06	3,10
40	WY TENSLEEP 4NE	USC00488852	1970-2016	2,41	3,37	3,82
41	SD SIOUX FALLS	USW00014944	1970-2016	0,00	1,63	1,63
42	CO DENVER-STAPLETON	USW00023062	1970-2016	0,19	0,22	0,26
43	ND BISMARCK	USW00024011	1970-2016	0,00	0,00	0,00
44	CO AKRON WASHINGTON CO AP	USW00024015	1970-2016	4,42	1,17	1,17
45	WY LANDER HUNT FLD AP	USW00024021	1970-2016	0,02	0,05	0,05
46	WY RAWLINS MUNI AP	USW00024057	1970-2016	0,07	0,09	0,10
47	SD RAPID CITY RGNL AP	USW00024090	1970-2016	0,03	0,02	0,02
48	MT BOZEMAN GALLATIN FLD	USW00024132	1970-2016	0,19	0,06	0,08
49	MT GREAT FALLS INTL AP	USW00024143	1970-2016	0,01	0,02	0,02
50	MT W GLACIER	USC00248809	1970-2016	1,40	1,40	1,43
51	ID SALMON-KSRA	USC00108080	1970-2016	1,03	0,58	0,69
52	WY GILLETTE 4SE	USC00483855	1970-2016	1,25	1,40	1,45
53	CO FT COLLINS	USC00053005	1970-2016	0,66	0,36	0,36
54	CO GRAND LAKE 1 NW	USC00053496	1970-2016	0,48	1,29	1,29
55	CO HOLYOKE	USC00054082	1970-2016	2,18	2,64	2,57
56	CO TWIN LAKES RSVR	USC00058501	1970-2016	10,23	9,84	9,94
57	ID DUBOIS EXP STN	USC00102707	1970-2016	0,41	0,14	0,21
58	IL ALTON MELVIN PRICE L&D	USC00110137	1970-2016	7,19	8,36	8,98
59	IA BLOOMFIELD 1 WNW	USC00130753	1970-2016	1,07	2,55	2,39
60	IA LOGAN	USC00134894	1970-2016	1,01	0,96	0,94
61	IA WINTERSET 1S	USC00139132	1970-2016	8,78	7,87	7,79
62	KS JOHN REDMOND LAKE	USC00144104	1970-2016	5,47	10,22	0,01
63	KS MINNEAPOLIS	USC00145363	1970-2016	6,83	7,19	7,21
64	KS QUINTER	USC00146637	1970-2016	5,66	0,99	0,88
65	KS SAINT FRANCIS	USC00147093	1970-2016	0,97	0,62	0,84
66	KS WAMEGO 4 W	USC00148563	1970-2016	2,04	1,83	1,87
67	MN MADISON WWTP	USC00214994	1970-2016	5,25	5,37	5,35
68	MO BETHANY	USC00230608	1970-2016	4,67	0,97	1,03
69	MO FREEDOM	USC00233043	1970-2016	3,89	2,47	2,46
70	MO GALENA	USC00233094	1970-2016	5,64	5,57	6,69
71	MO SUMMERSVILLE 3 SE	USC00238184	1970-2016	6,08	7,76	7,24
72	MO WARRENSBURG 4NW	USC00238712	1970-2016	12,20	14,38	14,46
73	MT ALBION 1 N	USC00240088	1970-2016	24,15	23,96	25,64
74	MT BILLINGS WTP	USC00240802	1970-2016	1,45	2,49	2,38
75	MT BOULDER	USC00241008	1970-2016	1,39	1,82	1,91
76	MT CIRCLE	USC00241758	1970-2016	2,73	1,15	1,18
77	MT COHAGEN	USC00241875	1970-2016	1,62	0,91	1,19
78	MT CONTENT 4 NNE	USC00241984	1970-2016	10,14	7,16	7,29
79	MT CULBERTSON	USC00242122	1970-2016	2,04	1,03	1,12
80	MT ENNIS	USC00242793	1970-2016	0,97	0,86	1,17
81	MT GLENDIVE	USC00243581	1970-2016	1,36	1,61	1,75
82	MT GRASS RANGE	USC00243727	1970-2016	2,26	2,95	2,99

83	MT HYSHAM	USC00244358	1970-2016	1,66	0,62	1,12
84	WY DEVILS TWR #2	USC00244820	1970-2016	14,45	17,62	17,66
85	MT LENNEP 5 SW	USC00244954	1970-2016	0,90	1,75	1,33
86	MT MOCCASIN EXP STN	USC00245761	1970-2016	2,10	1,83	1,83
87	MT RAYMOND BORDER STN	USC00246893	1970-2016	7,34	2,00	2,49
88	MT SIMPSON 6 N - WILDHORSE	USC00247620	1970-2016	1,61	5,96	5,74
89	MT ZORTMAN	USC00249900	1970-2016	22,72	22,18	21,76
90	NE AGATE 3 E	USC00250030	1970-2016	2,35	3,71	4,41
91	NE CENTRAL CITY	USC00251560	1970-2016	1,43	1,37	1,37
92	NE GORDON 6N	USC00253355	1970-2016	15,77	16,27	15,71
93	NE HERSHEY 5 SSE	USC00253810	1970-2016	8,96	9,03	8,75
94	NE SEWARD	USC00257715	1970-2016	0,73	0,73	0,73
95	ND DRAKE 9 NE	USC00322304	1970-2016	1,20	1,60	1,58
96	ND MINOT EXP STN	USC00325993	1970-2016	1,08	0,86	0,91
97	ND NAPOLEON	USC00326255	1970-2016	1,06	2,20	2,25
98	ND STANLEY 3 NNW	USC00328276	1970-2016	6,30	5,12	5,13
99	SD BISON	USC00390701	1970-2016	3,83	3,65	3,75
100	SD COTTONWOOD 2 E	USC00391972	1970-2016	3,31	4,54	4,84
101	SD DUPREE	USC00392429	1970-2016	1,72	1,96	1,97
102	SD MELLETTE 4 W	USC00395456	1970-2016	4,46	5,21	4,77
103	SD TYNDALL	USC00398472	1970-2016	0,73	0,79	0,00
104	SD WESSINGTON SPRINGS	USC00399070	1970-2016	0,87	1,08	1,30
105	SD WOOD	USC00399442	1970-2016	8,58	8,43	8,50
106	WY BATES CREEK #2	USC00480552	1970-2016	1,03	2,07	1,56
107	WY KAYCEE	USC00485055	1970-2016	9,82	1,40	1,39
108	WY LEITER 9N	USC00485506	1970-2016	2,58	1,52	1,26
109	WY LOVELL	USC00485770	1970-2016	2,14	2,40	2,26
110	WY PINEDALE	USC00487260	1970-2016	7,22	7,78	7,48
111	WY WAMSUTTER	USC00489459	1970-2016	21,37	24,05	21,70
112	ND JAMESTOWN MUNI AP	USW00014919	1970-2016	0,02	0,05	0,05
113	IA SIOUX CITY GATEWAY AP	USW00014943	1970-2016	0,00	0,00	0,00
114	MT MILES CITY F WILEY FLD	USW00024037	1970-2016	0,19	0,20	0,20
115	CO LIMON WSMO	USW00093010	1970-2016	7,59	4,33	4,29
116	NE FALLS CITY BRENNER FLD	USW00094957	1970-2016	0,54	0,74	0,74

Tabela 4. Informações referentes as 37 estações meteorológicas utilizadas para a realização da climatologia e regiões hidrográficas do estudo da RHP

	<b><u>Estação</u></b>	<b>LON</b>	<b>LAT</b>	<b>ANO INICIAL</b>	<b>ANO FINAL</b>
<b>1</b>	Brasília - DF *	-47,93	-15,79	1971	2016
<b>2</b>	Pirenópolis - GO *	-48,97	-15,85	1980	2016
<b>3</b>	Goiás-GO	-50,13	-15,91	1980	2016
<b>4</b>	Goiania - GO *	-49,25	-16,67	1970	2016
<b>5</b>	Ipameri - GO	-48,17	-17,72	1980	2016
<b>6</b>	Rio Verde - GO	-50,92	-17,80	1971	2016
<b>7</b>	Jataí - GO *	-51,72	-17,92	1970	2016
<b>8</b>	Catalão - GO *	-47,95	-18,18	1980	2016
<b>9</b>	Patos de Minas - MG	-46,44	-18,52	1980	2016
<b>10</b>	Capinópolis - MG	-49,56	-18,73	1971	2016
<b>11</b>	Ituiutuba - MG	-49,53	-18,95	1970	2016
<b>12</b>	Araxá - MG *	-46,95	-19,61	1970	2016
<b>13</b>	Uberaba - MG *	-47,95	-19,74	1970	2016
<b>14</b>	Paranaíba - MS	-51,18	-19,75	1980	2016
<b>15</b>	Votuporanga - SP	-49,98	-20,42	1980	2016
<b>16</b>	França - SP *	-47,37	-20,58	1980	2016
<b>17</b>	Cataduva - MG *	-48,93	-21,12	1980	2016
<b>18</b>	Barbacena - MG	-43,78	-21,24	1977	2016
<b>19</b>	São Simão - SP	-47,55	-21,48	1980	2016
<b>20</b>	Machado - MG	-45,94	-21,68	1979	2016
<b>21</b>	Lavras - MG *	-45,00	-21,75	1970	2016
<b>22</b>	São Carlos - SP *	-47,87	-21,97	1971	2016
<b>23</b>	São Lourenço - MG	-45,02	-22,10	1980	2016
<b>24</b>	Presidente Prudente- SP	-51,55	-22,11	1970	2016
<b>25</b>	ivinHEMA - MS	-53,81	-22,30	1980	2016
<b>26</b>	Ponta Pora - MS	-55,72	-22,55	1980	2016
<b>27</b>	Campo do Jordão - SP	-45,6	-22,75	1978	2016
<b>28</b>	Avare - SP	-54,70	-23,08	1980	2016
<b>29</b>	Londrina - PR *	-51,13	-23,31	1980	2016
<b>30</b>	Maringá - PR *	-51,92	-23,40	1980	2016
<b>31</b>	Sorocaba - SP	-47,43	-23,48	1971	2016
<b>32</b>	São Paulo (M.S) - SP *	-46,62	-23,50	1980	2016
<b>33</b>	Campo Mourão - PR *	-52,37	-24,05	1970	2016
<b>34</b>	Castro - PR	-50,00	-24,78	1980	2016
<b>35</b>	Ivaí - PR *	-50,87	-25,00	1980	2016
<b>36</b>	Curitiba- PR *	-49,26	-25,43	1970	2016
<b>37</b>	Irati - PR	-50,63	-25,47	1980	2016

Tabela 5. Lista das 17 estações meteorológicas utilizadas para o cálculo dos índices climáticos com a porcentagem de falha referente a cada variável.

	<b>ESTAÇÃO</b>	<b>PERÍODO</b>	<b>PRP</b>	<b>T<sub>MAX</sub></b>	<b>T<sub>MIN</sub></b>
<b>1</b>	<b>BRASÍLIA</b>	1970-2015	0,84%	1,02%	0,96%
<b>2</b>	<b>PIRENOPOLIS</b>	1978-2015	3,17%	8,23%	3,63%
<b>3</b>	<b>GOIANIA</b>	1970-2015	2,81%	2,99%	5,97%
<b>4</b>	<b>JATAI</b>	1979-2015	1,89%	4,19%	1,97%
<b>5</b>	<b>CATALÃO</b>	1971-2015	5,75%	6,87%	1,92%
<b>6</b>	<b>ARAXA</b>	1971-2015	4,26%	8,41%	5,10%
<b>7</b>	<b>UBERABA</b>	1970-2015	14,61%	15,10%	15,07%
<b>8</b>	<b>FRANCA</b>	1970-2015	4,07%	5,43%	5,70%
<b>9</b>	<b>CATANDUVA</b>	1970-2016	9,24%	9,28%	9,51%
<b>10</b>	<b>LAVRAS</b>	1970-2015	12,21%	12,74%	12,21%
<b>11</b>	<b>SÃO CARLOS</b>	1971-2015	4,09%	5,31%	5,25%
<b>12</b>	<b>LONDRINA</b>	1971-2015	13,53%	15,29	13,58%
<b>13</b>	<b>MARINGA*</b>	1970-2015	22,14%	22,70%	22,29%
<b>14</b>	<b>SÃO PAULO</b>	1970-2015	1,81%	3,68%	3,35%
<b>15</b>	<b>C. MOURÃO</b>	1971-2015	3,08%	11,92%	3,31%
<b>16</b>	<b>IVAI*</b>	1977-2015	19,47%	22,83%	19,70%
<b>17</b>	<b>CURITIBA</b>	1971-2015	4,23%	11,6%	2,65%

**APÊNDICE B – ANÁLISE DE SILHOUETTE DAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS**

Figura 1. Resumo a análise de Silhouette para determinação das regiões homogêneas da RHP

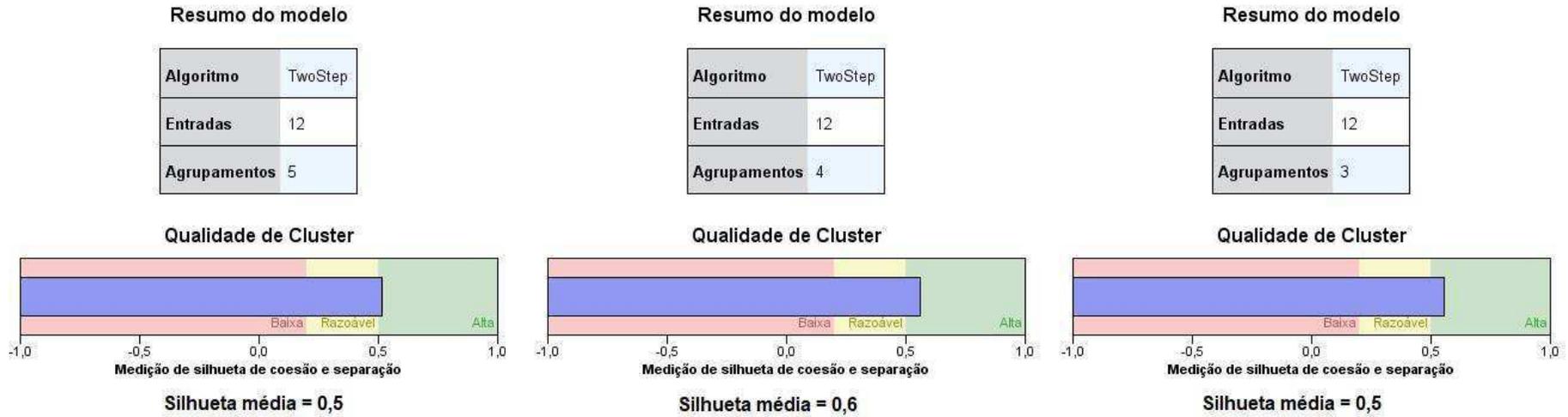
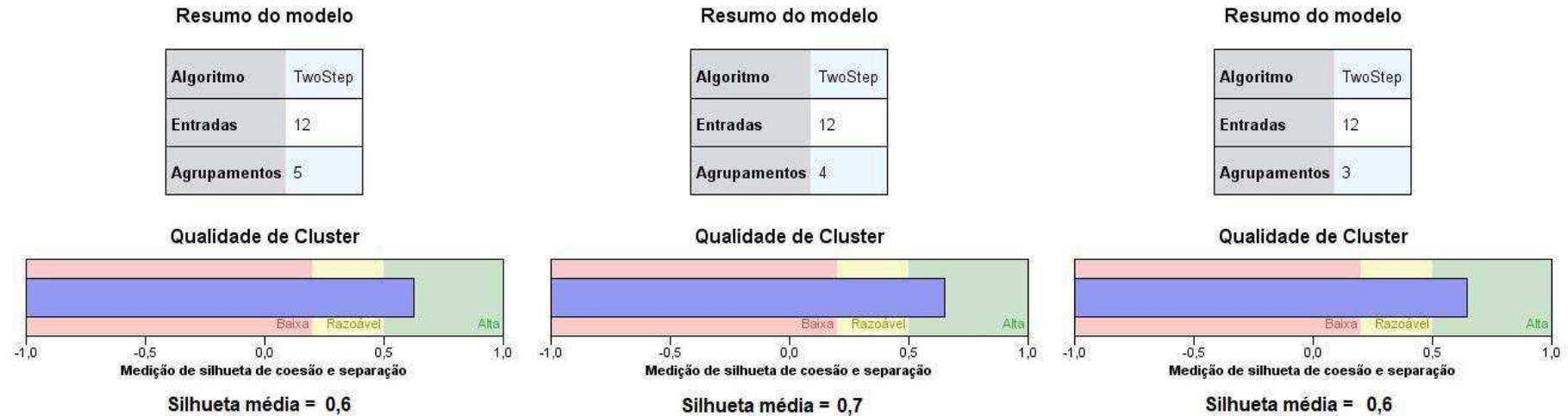


Figura 2. Resumo a análise de Silhouette para determinação das regiões homogêneas da RHM



## APÊNDICE C – TABELA PERCENTUAL DO USO E COBERTURA DO SOLO

Tabela 6. Percentual das áreas do uso e cobertura do solo na RHP

CLASSES	ÁREA EM KM <sup>2</sup>				PORCENTAGEM EM RELAÇÃO À ÁREA TOTAL (%)			
	1985	1995	2005	2016	1985	1995	2005	2016
<b>FLORESTA</b>	207421,3	180052,5	171046,1	187070,9	23,6	20,5	19,5	21,3
<b>PASTAGEM</b>	384045,12	407564,8	349346,6	255611,5	43,8	46,4	39,8	29,1
<b>AGRICULTURA</b>	81451,141	105521,5	149586,7	218192,3	9,3	12,0	17,0	24,9
<b>INFRAESTRUTURA URBANA</b>	6195,4005	6762,2	8053,051	9915,431	0,7	0,8	0,9	1,1
<b>CORPO D'ÁGUA</b>	13415,31	14580,27	16732,16	17264,94	1,5	1,7	1,9	2,0