

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – ICAT
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

OSMAR EVANDRO TOLEDO BONFIM

**Aplicação de Análises Estatísticas na Pluviometria das Bacias Hidrográficas
Aguapeí-Peixe (SP)**

Maceió
2018

OSMAR EVANDRO TOLEDO BONFIM

**Aplicação de Análises Estatísticas na Pluviometria das Bacias Hidrográficas
Aguapeí-Peixe (sp)**

Dissertação de Mestrado apresentado ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Meteorologia

Orientadora Profa. Dra. Djane Fonseca da Silva

Maceió
2018



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-150.

**“APLICAÇÃO DE ANÁLISES ESTATÍSTICAS NA PLUVIOMETRIA DAS
BACIAS HIDROGRÁFICAS AGUAPEÍ-PEIXE (SP)”**

Osmar Evandro Toledo Bonfim

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Profa. Dra. Djane Fonseca da Silva
(Orientadora)

Prof. Dr. Heliofábio Barros Gomes
(Membro Interno)

Profa. Dra. Edivania de Araújo Lima
(Membro Externo- UFPI)

09 de Fevereiro 2018

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central

Bibliotecária responsável: Janaína Xisto de Barros Lima

B713a Bonfim, Osmar Evandro Toledo.

Aplicação de análises estatísticas na pluviometria das bacias hidrográficas
Aguapeí, Peixe (SP) / Osmar Evandro Toledo Bonfim. – 2018.
85 f. : il. tabs. e gráfs.

Orientadora: Djane Fonseca da Silva.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas.
Instituto de Ciências Atmosféricas, Maceió, 2018.

Bibliografia: f. 78-85.

1. Bacias hidrográficas – Oeste paulista (SP). 2. Aguapei-Peixe (SP) – Análise pluviométrica. 4. Índice de precipitação normalizada. 5. Ondaletas – Análise. I. Título.

CDU: 551.58(815.6)

DEDICATÓRIA

“Aos meus pais (José Osmar e Leodirce) e a meu irmão (Leandro) que mesmo aos prantos me deram carinho, apoio e ensinamentos para que eu pudesse derrubar os próprios muros e chegar até essa etapa da minha vida.”

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Instituto de Ciências Atmosférica (ICAT) pela oportunidade de continuar os meus estudos e aqui ser bem recebido pelos técnicos, alunos e professores.

Agradeço a todos meus amigos do curso de mestrado que estiveram comigo nos momentos de estudos e pesquisas.

Agradeço aos meus amigos da republica que me deram um lar e não me deixaram sozinho mesmo longe de casa.

Aos professores Geórgenes, Helber, Heliofábio, Marcos Moura, Luciene, Natália, Ricardo Amorim, Roberto Lyra, Rosiberto e Vladimir.

Aos professores Glauber e a Profa. Ericka pela oportunidade e ensinamentos no estágio.

À minha família e aos meus amigos Mariana e Cristiano e aos meus professores da graduação que me ajudaram a chegar aqui.

Agradeço à Silvânia, Geiza, Matheus, Yure, Aline, Loice, Diogo e Italo pelos momentos de alegrias.

E agradeço especialmente à Professora Djane Fonseca, pelas orientações prestadas, pela confiança em mim depositada, pela disposição, pela paciência e pela ajuda em todas as etapas deste trabalho, os quais me proporcionaram um aprendizado louvável.

“Vou levar cada pessoa no meu coração e serei para sempre eternamente grato”.

RESUMO

A região Sudeste do Brasil encontra-se em uma área vulnerável à ocorrência de eventos climáticos extremos, tais como episódios de chuvas severas e inundações. Deste modo, a compreensão da variabilidade espaço-temporal desses eventos é de suma importância para o planejamento hídrico e energético de uma determinada região. Utilizando análises estatísticas variadas, objetivou-se neste trabalho, detectar oscilações, sistemas ou fenômenos dominantes que influenciam na pluviometria e na ocorrência de eventos extremos nas Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe ambas localizadas no Oeste paulista, para isso, utilizou-se a análise de ondaletas. Além disto, simultaneamente, avaliaram-se as séries temporais de precipitação aplicando o Teste de Mann-Kendall com intuito de identificar tendências climáticas, evidenciando as áreas mais vulneráveis às alterações climáticas. Detectaram-se grupos que apresentam comportamento pluviométrico semelhante, a fim de enriquecer o entendimento climático das Bacias utilizando o Método de agrupamento e ainda foram contabilizados, através da aplicação do índice de precipitação normalizada (SPI) os eventos extremos ocorridos na Bacia. O estudo foi realizado utilizando dados de precipitação de 18 estações no estado de São Paulo fornecidos pela ANA. As escalas temporais que influenciam na precipitação e na ocorrência de eventos extremos em cada estação pluviométrica analisada foram identificadas, nas quais, a escala de aproximadamente de 22 anos, relacionada com a ODP, se apresentou como sendo a escala dominante em todas as estações pluviométricas, além das escalas de 11 anos, 2-7 anos e a escala de 0,25-0,5 anos. O estudo apontou que a associação de diferentes escalas temporais contribui para o aumento do índice de precipitação, por outro lado, a falta delas relaciona-se com anos de baixos índices pluviométricos. Os resultados mostraram que houve tendências de aumento nas precipitações em todas as estações analisadas; indicando que as chuvas que ocorreram vêm aumentando gradativamente ao longo do tempo e este comportamento tende a continuar. O dendrograma gerado através do método de agrupamento identificou a presença de 3 subgrupos contidos em 2 grupos maiores dentro da Bacia; o conhecimento dos grupos climáticos homogêneos auxilia na implementação de gestão de recursos hídricos. Os resultados do SPI apontaram uma maior frequência de eventos de secas, contudo, a ocorrência de eventos chuvosos se mostrou mais intenso. De um modo geral, os resultados obtidos através da aplicação de análises estatística na pluviometria das Bacias hidrográficas Aguapeí-Peixe aprimoram o entendimento climático da região e contribuíram para o planejamento hídrico e energético, trazendo benefícios ao setor econômico e à população.

Palavras-chave: Análises de Ondaletas, Tendências Climáticas, Método de agrupamento, Índice de precipitação normalizada.

ABSTRACT

The Southeast region of Brazil is located in an area vulnerable to the occurrence of climate extremes, such as episodes of severe rainfall and flooding. Thus, it is short important the understanding of spatiotemporal variability of these events for the water and energy planning to a certain region. Using varied statistical analyzes, the aim of this study was to detect the oscillations, systems or dominant phenomena that influence the rainfall and the occurrence of extreme events in River Hydrographic Basins Aguapeí-Peixe. In addition, the time series of precipitation were evaluated by applying the Mann-Kendall Test in order to identify climatic trends, in an attempt to verify the most vulnerable areas to climate change, the groups with similar rainfall patterns were detected in order to enrich the climatic understanding of the basins using the Cluster analysis, and also extreme events were accounted in the Basin were counted through the application of Standardized Precipitation Index (SPI). To this study it was used precipitation data of 18 stations in the São Paulo states obtained through the ANA. They were identified the timescales that influence in the precipitation and the occurrence of extreme events in each rainfall station in the basins, the scale of approximately 22 years that is related to the PDO was presented as the dominant scale in all rainfall stations, comparing to the scales of 11 years, 2-7 years and the scale of 0.25-0.5 years. The study revealed the association of different timescales contributes to the increase of the precipitation index, on the other hand, the lack of them is related to the years of low rainfall. The results revealed that there were increasing trends in the precipitations in all the stations analyzed and it indicates that the rains which occurred are gradually increasing along the period and this behavior tends to continue. The dendrogram generated by the Cluster analysis identified the existence of 3 subgroups contained in 2 larger groups within the Basin; the knowledge of homogeneous climatic groups assists in the implementation of water resources management. The SPI results showed a higher frequency of drought events, however, the occurrence of rainy events was more intense. In general, the results obtained through the application of statistical analyzes in the pluviometry of the River Hydrographic Basins Aguapeí-Peixe improve the climate understanding in the region and they contribute to water and energy planning, generating benefits to the economic sector and to the population.

Keywords: Wavelet Analysis, Climate Trends, Cluster Analysis, Standardized precipitation index.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 – Alteração no regime de precipitação global causadas pelo El Niño.....	22
Figura 02 – Dipolo do Atlântico (a) Fase negativa do Dipolo do Atlântico (b) Fase positiva do Dipolo do Atlântico.....	24
Figura 03 – Oscilação do Atlântico Norte (a) Fase positiva da NAO (b) Fase negativa da NAO.....	26
Figura 04 – Oscilação Decenal do Pacífico (a) fase positiva da ODP (b) fase negativa da ODP.....	28
Figura 05 – Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do peixe (a) Localizada na Região oeste do Estado de São Paulo (b) Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí e Peixe subdividida em suas regiões.....	36
Figura 06 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Adamantina (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp; A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	43
Figura 07 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Bastos (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	45
Figura 08 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Echaporã (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	46
Figura 09 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Emilianópolis (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	47
Figura 10 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Marília (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	48
Figura 11 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Osvaldo Cruz (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência,	

sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	50
Figura 12 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Presidente Prudente (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	51
Figura 13 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Presidente Venceslau (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	52
Figura 14 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Rancharia (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	53
Figura 15 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Clementina (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	54
Figura 16 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Castilho (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	56
Figura 17 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Dracena (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	57
Figura 18 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Garça (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	58
Figura 19 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Getulina (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	59

Figura 20 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Guaraçaí (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	61
Figura 21 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Guararapes (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	62
Figura 22 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Monte Castelo (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	63
Figura 23 – a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Queiroz (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.....	64
Figura 24 – Distribuição das tendências de precipitação nas B.H. Aguapeí-Peixe (SP).....	67
Figura 25 – Dendograma das Bacias hidrográficas Aguapeí-Peixe.....	68
Figura 26 – Espacialização dos grupos climáticos homogêneos nas Bacias hidrográficas Aguapeí- Peixe (SP).	69
Figura 27 – Distribuição de frequência SPI (a) Garça (b) Bastos.....	70
Figura 28 – Distribuição de frequência SPI (a) Guararapes (b) Queiroz.....	72
Figura 29 – Distribuição de frequência SPI (a) Adamantina (b) Monte Castelo.....	73
Figura 30 – Distribuição de frequência SPI (a) Emilianópolis (b) Presidente Venceslau.....	74
Figura 31 – Distribuição de frequência SPI. (a) Castilho (b) Dracena.....	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Eventos de secas e enchentes extremas no Brasil.....	32
Tabela 02 - Estações pluviométricas Bacia hidrográfica Rio do Peixe.....	37
Tabela 03 - Estações pluviométricas Bacia hidrográfica Rio Aguapeí	37
Tabela 04 – Classificação dos períodos secos e chuvosos de acordo com classificação do SPI	42
Tabela 05 - Tendências encontradas nas séries de precipitação da B.H. do Rio do Peixe usando o Teste de Mann-Kendall e o teste de significância de T-Student ao nível de 95%.....	66
Tabela 06 - Tendências encontradas nas séries de precipitação da B.H. do Rio Aguapeí usando o Teste de Mann-Kendall e o teste de significância de T-Student ao nível de 95%.....	66

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
ATSM	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
ANA	Agência Nacional de Águas
AO	Análise de Ondaletas
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico
BC	Baixa do Chaco
CBH-AP	Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios Aguapeí e Peixe
CEDEC	Coordenadoria de Defesa Civil Estadual
CETEC	Centro de Tecnologia da Fundação Paulista
CN	Cavado do Nordeste
COB	Centro Oeste do Brasil
EN	El Niño
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
IBAMA	Instituto brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IPCC	Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima
JBN	Jatos de Baixos Níveis
LA	Leste da Amazônia
LN	La Niña
LNB	Litoral Norte
NAO	Oscilação do Atlântico Norte

NB	Norte do Brasil
NEB	Nordeste do Brasil
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OMJ	Oscilação de Madden e Julian
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PNM	Pressão do Nível do Mar
SB	Sul do Brasil
SEB	Sudeste do Brasil
SPI	Índice de Precipitação Normalizada
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UGRHI	Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação	Descrição
1	Anomalia de variáveis calculadas a partir da climatologia mensal e normalização através dos respectivos desvio-padrão
2	Função Ondaleta em uma escala a e posição b
3	Função Morlet
4	Função da mudança no tamanho total das Ondaletas em relação ao tempo
5	Função de transformação do conjunto da onda
6	Teste de Mann-Kendall
7	Média
8	Variância
9	Teste estatístico parametrizado (ZMK)
10	Níveis de Significância
11	Teste de Significância de T-Student
12	Soma dos erros quadráticos
13	Distância Euclidiana

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentagem
*	Complexo conjugado de phi
\overline{Var}	Média climatológica do mês a ser calculado a anomalia
$[L^2(\mathbb{R})]$	Função quadraticamente integrável dentro de um intervalo real
<	Menor que
>	Maior que
° C	Grau Celsius
$AVar_{i,j}$	Anomalia da variável, no ano $j= 1, 2, 3, \dots, N$ e mês $i = 1, 2, 3, \dots, 12$
c	Grau de liberdade
km^2	Quilômetros quadrado
m	Metro
m^3/s	Metro cúbico por segundo
mm/ano	Milímetros por ano
mm/mês	Milímetro por mês
n	Parâmetro de transformação no tempo
s	Parâmetro de dilatação para mudar a escala
S	Sul
t	Varição da variável pelo tempo
W	Oeste
W_0	Parâmetro de frequência
σ_i	Desvio padrão
$\Psi_{(t)}$	Função simples de pequenas ondas geradas por translações e rotações

SUMÁRIO

1- INTRODUÇÃO	16
2- OBJETIVO	17
3- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
3.1- Bacias Hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do Peixe	18
3.2- Aspectos Climáticos Dominantes	20
3.2.1- Variabilidade Intrasazonal e Interanual	20
3.2.2- Oscilação Madden-Julian (OMJ)	20
3.2.3- El Niño Oscilação Sul	21
3.2.4- Influência dos Oceanos	24
3.2.4.1- Dipolo do Atlântico	24
3.2.4.2- Oscilação do Atlântico Norte	25
3.2.4.3- Oscilação Decenal do Pacífico	27
3.2.4.4- Relação entre a Oscilação Decenal do Pacífico e o El Niño Oscilação Sul ...	28
3.3- Zona de Convergência do Atlântico Sul	29
3.4- Ciclos e Eventos Extremos	30
3.5- Tendências Climáticas	33
4. METODOLOGIA	35
4.1- Área de Estudo	35
4.2- Dados de Precipitação	36
4.3- Análises de ondaletas ou Wavelet	37
4.4- Teste de Mann-Kendall	39
4.4.1- Teste de Significância de T-Student	40
4.5- Método de Agrupamento (Cluster Analysis)	41
4.6 – Índice de Precipitação Normalizada (SPI)	41
Fonte: Autor (2018); Modificado de McKee et al. (1993).	42
5. RESULTADOS	42
5.1- Análise das Ondaletas	42
5.2- Análises de Tendências Climáticas	65
5.3- Análise de Agrupamento (Cluster Analysis)	68
5.4- Aplicação do Índice de precipitação Normalizada	70
6. CONCLUSÕES	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

1- INTRODUÇÃO

É cada vez mais recorrente no Brasil, intensos eventos climáticos, que associados às mudanças climáticas têm causado prejuízos que atingem a crescente população e o patrimônio, afetando as indústrias e o desenvolvimento econômico e social do país (MARENCO et al., 2009).

A previsão do clima é encarada como um grande desafio, pois a ciência ainda não dispõe de meios mais efetivos e assertivos voltados para prever e informar, com mais clareza a proporção de eventos climáticos extremos. Segundo Blain (2011) ainda que o desenvolvimento tecnológico tenha alcançado um patamar elevado, o ser humano continua vulnerável a fenômenos adversos.

O Oeste Paulista, área de estudo, está submetido à maioria dos fenômenos meteorológicos e climáticos que afetam o Brasil devido sua área estar localizada em uma região de transição climática (GRIMM e FERRAZ, 1998; BOIN, 2000). Os fenômenos climáticos como o El Niño Oscilação Sul (ENOS) tem intensidade reduzida se comparados à região Sul e Nordeste do Brasil (MINUZZI et al., 2006), porém esses fenômenos intensificam ou atenuam os sistemas meteorológicos e causam a variabilidade pluviométrica na região, afetando o setor energético, econômico e a população urbana.

As Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe, situadas no Oeste paulista, são caracterizadas como agropecuárias em razão da pecuária extensiva e do plantio da cana-de-açúcar que são importantes para a economia da região. Anualmente intensas chuvas que ocorrem especialmente no verão, provocam erosões, inundações e deslizamentos de terra que afetam principalmente a infraestrutura da região, resultando em bloqueios de rodovias e rupturas de pontes. Para o setor agrícola o excesso de chuva afeta tanto o plantio como a colheita das culturas como milho, café, cana de açúcar e hortaliças.

A aplicação da análise de ondaletas se torna um método eficaz para identificar os mecanismos que influenciam nos totais pluviométricos da região, compreendendo o funcionamento dos mesmos e identificando os ciclos climáticos atuantes na série de precipitação. Já através do teste de Mann-Kendall é possível verificar as modificações significativas nas tendências climáticas e apontar as áreas mais vulneráveis a essas alterações. O método de agrupamento permite detectar grupos que apresentam comportamento pluviométrico semelhante evidenciando as áreas homogêneas a fim de enriquecer o entendimento climático das Bacias. Por fim, a aplicação do índice de precipitação normalizada

(SPI) busca identificar e quantificar os eventos extremos ocorridos na Bacia hidrográfica Aguapeí-Peixe.

Sob essa ótica, a utilização dessas análises estatísticas nas séries de precipitação das Bacias hidrográficas Aguapeí-Peixe visa auxiliar no planejamento energético e econômico da região, para obtenção de um melhor aproveitamento dos recursos hídricos e demanda de água para a agricultura e população, pois trará informações mais precisas e inéditas para a área. Além de visar a adoção de práticas mitigatórias e preventivas em relação aos possíveis eventos climáticos extremos que possam atingir a região.

2- OBJETIVO

Geral

Aplicação de análises estatísticas na pluviometria das Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe, a fim de gerar informações úteis ao gerenciamento hídrico

Específico

- a) Aplicação das análises de ondaletas para detectar as oscilações e fenômenos dominantes que influenciam na ocorrência de eventos extremos de precipitação;
- b) Utilização do Teste Mann-Kendall com intuito de avaliar as alterações significativas de Tendências Climáticas;
- c) Utilização do método de agrupamento com o propósito de identificar grupos homogêneos de precipitação dentro da Bacia hidrográfica Aguapeí-Peixe.
- d) Aplicação do índice de precipitação normalizada com a finalidade de identificar e quantificar os eventos extremos ocorridos na Bacia hidrográfica Aguapeí-Peixe.

3- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1- Bacias Hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do Peixe

De acordo com o Centro de Tecnologia da Fundação Paulista (CETEC, 2008) a Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí possui área de drenagem de 13.196 km², e uma extensão de 420 km até a sua foz no Rio Paraná, situada no oeste do Estado de São Paulo, limitando-se ao Norte com a Bacia hidrográfica do Rio Tietê e ao Sul, encontra-se com a Bacia hidrográfica do Rio do Peixe. É formada pelo Rio Feio, cuja nascente localiza-se a uma altitude de 600 m, entre as cidades de Gália e Presidente Alves, e pelo Rio Tibiriçá, que nasce a uma altitude de 480 m, na cidade de Garça.

De acordo com o Decreto Estadual nº 38.455 de 21 de março de 1994, a Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI – 20) formada pela Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí é composta por 32 municípios, e segundo dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2015) a população dos municípios pertencentes à Bacia Hidrográfica do Rio Aguapeí é de mais de 364 mil habitantes, o que significa 0,85% da população estadual.

Por sua vez, a UGRHI 21 formada pela Bacia hidrográfica do Rio do Peixe, segundo CETEC (2008) possui área de drenagem de 10.769 km² e percorre uma extensão de 380 km até sua foz no Rio Paraná, limita-se ao norte com a Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí e ao Sul com a Bacia hidrográfica do Rio Paranapanema. O Rio do Peixe nasce na Serra dos Agudos, próximo à cidade de Garça em uma altitude de 670 m. A Bacia hidrográfica do Rio do Peixe apresenta uma forte similaridade física com a Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, pois grande parte dos seus municípios localizam-se exatamente no divisor de águas entre as duas bacias. A Bacia hidrográfica do Rio do Peixe é composta por 26 municípios, e segundo dados do IBGE (2015), a população dos municípios pertencente à Bacia hidrográfica do Rio do Peixe é de quase 448 mil, o que representa 1,08% da população estadual.

Segundo o Comitê das Bacias hidrográficas dos Rios Aguapeí e Peixe (CBH-AP, 2014) além dos 58 municípios que possuem sedes urbanas contidas nos territórios da UGRHIs 20 e 21, outros 34 municípios são incluídos por conterem áreas sem sedes urbanas. Dessa forma são 92 municípios que possuem território nas Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe.

Na Bacia hidrográfica do Rio do Aguapeí destacam-se nas áreas urbanas os setores de serviços e comércio como fonte da economia regional. Nas áreas rurais, a agricultura e a pecuária são as atividades mais expressivas. Evidenciam-se as lavouras de café, milho e principalmente a de cana de açúcar, além de apresentar 857 km² de vegetação natural

remanescente que representa, aproximadamente, 6,5% da área da Bacia hidrográfica. Atividades de extração mineral de areia são desenvolvidas nos afluentes do Rio Aguapeí, como o Rio Tibiriçá e o Rio Ribeirão Caingangue, e as olarias estão instaladas principalmente nos municípios que margeiam o Rio Paraná (CBH-AP, 2014).

Do mesmo modo, a Bacia hidrográfica do Rio do Peixe, apresenta nas áreas urbanas setores de serviços e comércio como a principal fonte de renda da economia regional, com exceção de Marília, considerada o polo regional onde se concentra grande parte das atividades industriais, principalmente do ramo alimentício. Nas áreas rurais ainda há predominância da pecuária, com forte expansão da agroindústria de cana de açúcar.

A Bacia hidrográfica do Rio do Peixe apresenta 796 km² de vegetação natural remanescente que ocupa cerca de 7% da área. O solo é usado principalmente para o desenvolvimento da pecuária, com as áreas de pastagens ocupando aproximadamente 66,0% do solo rural da Bacia hidrográfica do Rio do Peixe (CBH-AP, 2014).

De acordo com São Paulo (2006) a precipitação anual média na Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí é cerca de 1250 mm/ano e para a Bacia hidrográfica do Rio do Peixe é estimada em 1300 mm/ano; Ambas possuem uma média de precipitação anual abaixo da média estadual que atinge o valor de 1380 mm/ano. As perdas por evapotranspiração, calculadas pelas diferenças entre as precipitações e o escoamento total, são aproximadamente 991 mm/ano para a Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí e cerca de 1.013 mm/ano para a Bacia hidrográfica do Rio do Peixe, enquanto a média estadual calculada é em torno de 980 mm/ano. Quando se leva em consideração a precipitação pluviométrica da Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, apenas 19%, em média, ou cerca de 97 m³/s, tornam-se escoamento superficial, semelhantemente para a Bacia hidrográfica do Rio do Peixe as perdas por evapotranspiração são aproximadamente 16%, em média 82 m³/s, que se transformam em escoamento superficial.

De acordo com Rolim et al. (2007) o Estado de São Paulo, devido ao seu relevo acidentado, posição geográfica e diferentes influências de massas de ar, possui uma enorme diversidade climática. Segundo os autores o Oeste paulista, região em que se localizam as Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do Peixe, é classificado como tropical úmido ou Aw, segundo a classificação de Köppen, apresentando assim verão quente e úmido e um período de estiagem no inverno.

O Oeste do Estado de São Paulo encontra-se numa área de transição climática, onde ocorrem entradas de massas de ar polares nos meses de inverno que diminuem a pluviosidade sobre as Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do Peixe, acarretando uma precipitação mensal em torno de 30 mm/mês a 80 mm/mês (BOIN, 2000).

3.2- Aspectos Climáticos Dominantes

3.2.1- Variabilidade Intrasazonal e Interanual

A Oscilação de Madden e Julian (OMJ) é a mais conhecida oscilação na escala intrasazonal e tem sido estudada ao longo das últimas três décadas. A OMJ possui picos espectrais caracterizados por seus padrões coerentes de acordo com a sazonalidade, o que difere a variabilidade intrasazonal dos fenômenos com frequência mais alta e mais baixa (ZHANG e DONG, 2004).

A variabilidade interanual do clima contribui significativamente para ocorrência de variações das precipitações em diversas regiões do Brasil, dentre seus mecanismos mais conhecido apresenta-se o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), que atua sobre o Oceano Pacífico Equatorial produzindo alterações na temperatura da superfície do mar (TSM), na pressão, no vento e na convecção tropical sobre o Oceano Pacífico, modulando conjuntamente uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul e outras partes do mundo (CAVALCANTI et al., 2009).

3.2.2- Oscilação Madden-Julian (OMJ)

A OMJ foi identificada no início da década de 70, pelos pesquisadores Norte-americanos Rolland A. Madden e Paul R. Julian através de análise espectral cruzada das variáveis de radiossondagem de algumas estações localizadas no Oceano Pacífico Tropical Oeste. Esta oscilação consiste em células de circulação de grande escala orientadas no plano equatorial que sofrem um deslocamento para leste, do Oceano Índico para o Oceano Pacífico Central, em um período de 30 a 60 dias, causando variações na convecção tropical (MATTEW, 2000; CAVALCANTI et al., 2009).

Segundo Cavalcanti et al. (2009), a OMJ está relacionada às variações na posição e intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os jatos de baixos níveis na América do Sul

A ocorrência de extrema precipitação sobre a América do Sul é modulada pela propagação da OMJ. No estudo de Carvalho et al. (2004) foi mostrado que a fase da OMJ caracterizada como redução (aumento) da convecção sobre a Indonésia está relacionada a um aumento (redução) da atividade convectiva sobre o Oceano Pacífico Central e um consequente aumento (redução) no percentil de 95% de precipitação diária ao longo do leste do Brasil. Estes resultados sugerem um papel da OMJ em modificar as características de distribuições de chuva e, portanto, a modulação de extremos de precipitação.

Jones et al. (2004) analisaram a propagação leste da OMJ em ocorrências de precipitação extrema em uma escala global. Eles mostraram que, globalmente, eventos extremos de precipitação aumentam em cerca de 40% durante a fase ativa da OMJ. Uma vez que a fase da sequência de ondas atravessa a Cordilheira dos Andes, determina se a precipitação se intensifica à jusante da Cordilheira dos Andes nos jatos de baixos níveis (JBN) ou na região da ZCAS, o que fortaleceria a precipitação nas Bacias hidrográficas do Rio do Peixe e Rio Aguapeí.

Musa e Carvalho (2006) relacionaram a ocorrência de eventos extremos de chuva ou seca em escala intrasazonal devido às fases de propagação da OMJ. Neste estudo identificou-se que extremos de chuvas (Secas) estão mais associados à fase de supressão (convecção) sobre a Indonésia e Convecção (Supressão) sobre a América do Sul, podendo em baixos níveis influenciar no transporte de umidade da Bacia Amazônica para a região da ZCAS ou direcionar o eixo do Jato de baixos níveis para as planícies no Sul do Brasil. Desta forma, durante o verão, as características da atmosfera a leste da América do Sul têm papel fundamental na gangorra de precipitação entre as planícies no Sul do Brasil e as regiões afetadas pela ZCAS.

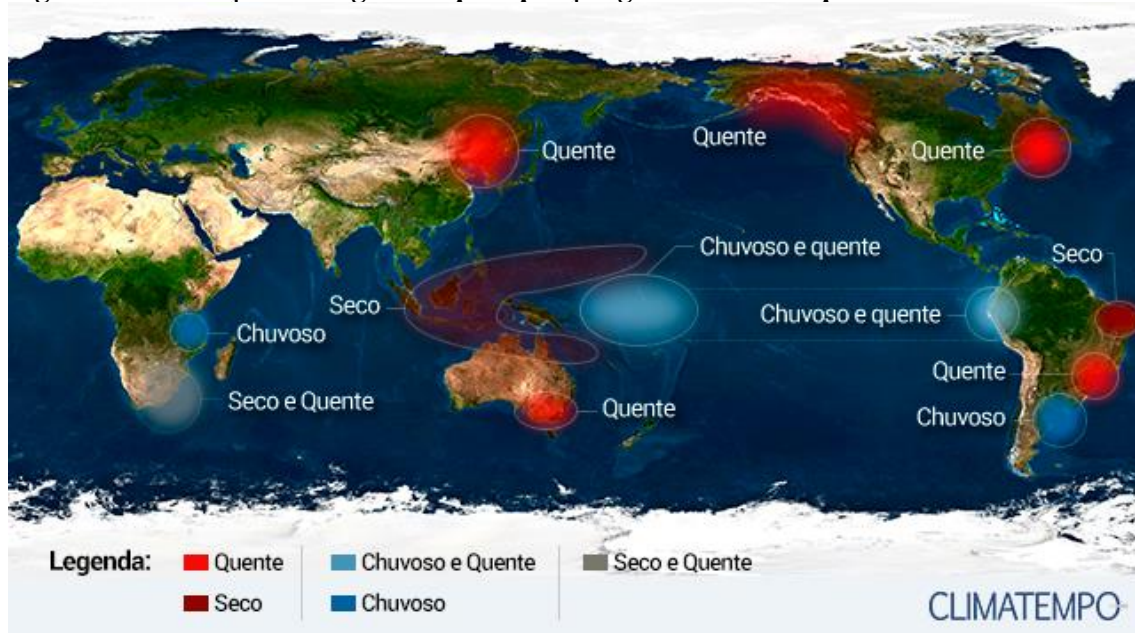
3.2.3- El Niño Oscilação Sul

O fenômeno climático que resulta em alterações anômalas na TSM do Oceano Pacífico Sul-Equatorial é referido na literatura como El Niño Oscilação Sul (ENOS). A interação entre o comportamento anômalo da TSM no Oceano Pacífico Equatorial e as mudanças na circulação Atmosférica provocam alterações na precipitação média em escala global. As principais manifestações desse fenômeno são mostradas pelo aquecimento anômalo das águas superficiais do Oceano Pacífico Equatorial, também conhecido como El Niño (EN) e o resfriamento anômalo das águas superficiais do Oceano Pacífico Equatorial, também conhecido como La Niña (LN). (DINIZ, 1998; ARAGÃO, 1998).

Com a ocorrência de eventos de EN verifica-se o enfraquecimento dos ventos na região do Oceano Pacífico Equatorial. Esse episódio altera o padrão de circulação oceânica, causando a diminuição da ressurgência das águas na costa Oeste da América do Sul ocasionando um aquecimento na TSM do Oceano Pacífico Equatorial Central e Leste (CUNHA et al., 2011). Esse aquecimento anômalo aumenta a convecção atmosférica nesta região, por outro lado ocorre um esfriamento no Oceano Pacífico Oeste, onde nota-se a diminuição da convecção e da precipitação, afetando também os sub trópicos ao norte e ao sul (CAVALCANTI et al., 2009).

A anomalia no regime de chuvas no Oceano Pacífico altera as condições climáticas de várias regiões continentais ao redor do planeta, devido ao aquecimento das águas causadas pelo EN que afeta também a circulação atmosférica, o que causa alteração no tempo em regiões que estão bem distantes da região tropical do Oceano Pacífico (Figura 01). Enquanto são observadas altas taxas de precipitação e inundação no Peru, secas e incêndios são notados na Austrália, Índia e na Indonésia (MARENGO, 2006).

Figura 01- Alterações no regime de precipitação global causadas pelo El Niño.



Fonte: Climatempo (2015)

O fenômeno EN possui um período irregular de atuação, o aquecimento superficial das águas do Oceano Pacífico ocorre em um intervalo de dois a sete anos. Porém sofre variações na sua intensidade, podendo ocorrer períodos de fraca intensidade, como na década de 1920 - 1930. Nos anos de 1982 e 1983, ocorreu uma das maiores manifestações de EN do século passado, causando uma das mais fortes estiagens no nordeste do Brasil (NEB) afetando 89% dos municípios nordestinos, por outro lado, o Sul do Brasil (SB) sofreu com chuvas torrenciais (MARENGO, 2006).

O Instituto brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais (IBAMA, 2002) divulgou que o EN provocou uma das maiores secas da história do NEB entre os anos de 1979 a 1983, os impactos ambientais e econômicos foram enormes, e projetos de criação de frentes de trabalho foram adotados para evitar o deslocamento em massa da população durante o período da seca.

Por outro lado o EN afetou todo o SB e parte do Sudeste do Brasil (SEB), nos trimestres de março-abril-maio e de junho-julho-agosto de 1983, com precipitações que

superaram os níveis normais de modo significativo, causando prejuízos principalmente na agricultura. O Estado de Santa Catarina foi o mais severamente afetado com altos índices de precipitação que duraram mais de dois meses. Foram atingidos 75 mil km² dos 95 mil km² do território catarinense, ou seja, 135 cidades, desabrigando 300.000 pessoas (IBAMA, 2002).

O EN de 2015/2016 foi considerado um evento muito forte, ocasionando chuvas abundantes para a região SB, anomalias positivas para o SEB (PEREIRA et al., 2017), como também, secas intensas na região NEB colocando uma imensa pressão na disponibilidade hídrica da região e na segurança alimentar de quase nove milhões de pessoas (MARENGO et al., 2016).

Em anos de LN ocorre um resfriamento na TSM do Oceano Pacífico Equatorial Central e Leste denominando-se fase fria ou fase negativa do ENOS, o que resulta em um aumento da pressão atmosférica na região Leste do Oceano Pacífico. Em condições de LN verifica-se a intensificação na célula de Walker (sentido Leste-Oeste), onde os ventos alísios deslocam uma maior quantidade de águas quentes para o Oeste do Oceano Pacífico Equatorial, resultando em anomalias de precipitação inversas do EN (BERLATO e FONTANA, 2003).

O SEB se localiza em uma região de transição entre efeitos opostos de eventos de EN. O Centro-Sul paulista tem características semelhantes à Região SB que durante as ocorrências do EN demonstra precipitação acima da média. Porém a região Norte e Nordeste de Minas Gerais observa precipitação abaixo da média, sendo coerentes com os comportamentos observados nas regiões SB e NEB (GRIMM e FERRAZ, 1998).

O Oeste paulista exemplifica a região de transição de eventos de EN, pois possui características das regiões Sul e Norte do SEB. Um estudo de Minuzzi et al. (2006) avaliou o período chuvoso de cinco trimestres no SEB durante as ocorrências do EN. A precipitação trimestral da região onde se encontram as Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do Peixe foi classificada como normal a levemente chuvoso em anos de EN. Destacou-se também que na ocorrência dos eventos de EN mais intensos do século passado (1982/83 e 1997/98) o período chuvoso no Estado de São Paulo se prolongou.

Segundo Marengo (2006) os impactos do fenômeno ENOS têm sido observados em todas as regiões do país, tendo uma maior percepção nas regiões Norte do Brasil (NB), NEB (secas durante EN) e SB (secas durante LN e excesso de chuva e enchentes durante EN). Se no futuro ocorrer um aumento na frequência ou intensidade do ENOS, eventos de extremos de precipitação serão mais suscetíveis, expondo o Brasil a secas, enchentes e onda de calor mais frequente. Porém alguns extremos do clima podem acontecer independentemente da presença do ENOS.

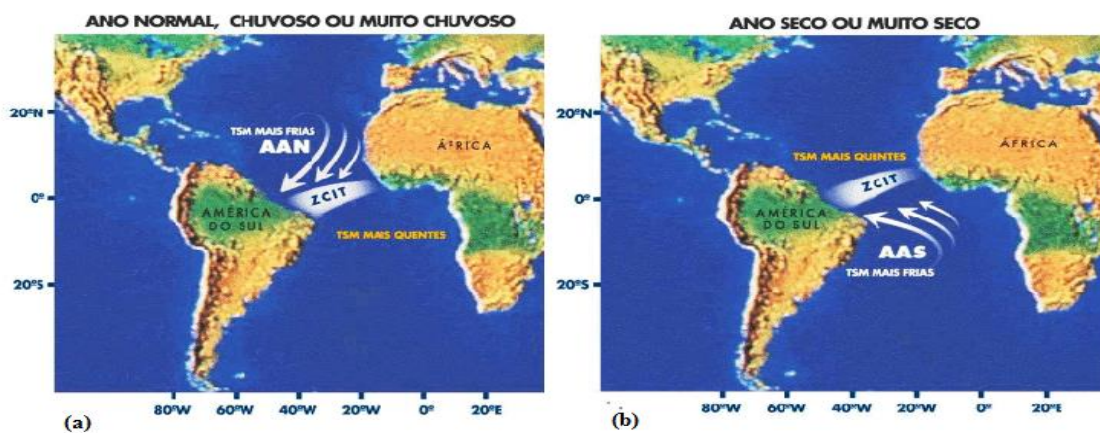
3.2.4- Influência dos Oceanos

3.2.4.1- Dipolo do Atlântico

Durante as estações chuvosas deficientes no norte do NEB, observou-se que as anomalias negativas de TSM no Oceano Atlântico Tropical influenciaram na posição latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), fazendo com que a sua estrutura permaneça mais próxima da região de máxima TSM. Essa diferença de anomalias de TSM de perfil Norte-Sul observadas no Oceano Atlântico Tropical é conhecida como o Dipolo do Atlântico. O padrão dipolo exibe uma estrutura com anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) opostas em ambos os lados da posição média da ZCIT (SERVAIN et al., 1999; CAVALCANTI et al., 2009).

O Dipolo do Atlântico é o fenômeno de interação oceano-atmosfera que diminui (aumenta) a formação de nuvens diminuindo (aumentando) os índices pluviométricos no Leste da Amazônia (LA), Litoral Norte (LNB) e NEB. Quando as águas do Oceano Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Oceano Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias (Fase positiva do Dipolo) (Figura 02b) há ocorrência de movimentos descendentes anômalos sobre o NEB e alguns países da África Ocidental, que interferem na formação de nuvens e consequentemente diminuindo a precipitação, podendo causar secas. Por outro lado, quando a fase negativa do Dipolo do Atlântico está ativa, ou seja, águas mais frias no norte e mais quente no sul (Figura 02a), formação de nuvens intensificam sobre o LA, LNB e NEB podendo provocar enchentes (ARAGÃO, 1998a; ARAGÃO, 1998b).

Figura 02- Dipolo do Atlântico (a) Fase negativa do Dipolo do Atlântico (b) Fase positiva do Dipolo do Atlântico.



Fonte: Funceme (2002).

Hastenrath e Heller (1977) denotaram a diferença da Pressão do Nível do Mar (PNM) entre grandes áreas do Oceano Atlântico Norte e Oceano Atlântico Sul, o que interfere na

circulação dos alísios. Na ocorrência da fase negativa do Dipolo do Atlântico observou-se a formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM no sentido norte-sul causando o enfraquecimento dos alísios de sudeste, enquanto os alísios de nordeste ficam mais intensos do que a média. Assim, a ZCIT que é resultado da confluência dos ventos alísios apresenta um deslocamento mais para sul, relativamente ao seu posicionamento médio.

Clauzet e Wainer (1999) analisando a influência do Dipolo do Atlântico em algumas regiões costeiras do Brasil verificaram que há uma maior influência deste fenômeno no NEB do que para a costa do SEB, sendo significativo na escala decadal.

Um estudo de análise estatística e observacional realizado por Minuzzi e Sediya (2004) avaliou o período chuvoso de outubro a março durante eventos de Dipolo Positivo do Atlântico na região SEB. O mês de outubro no Oeste paulista, onde se localizam as Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do Peixe, apresentou uma tendência de chuvas abaixo da média, nos meses de novembro e janeiro não houve variações no comportamento da precipitação, em dezembro e fevereiro foram observados pequenos pontos de tendência de chuvas abaixo da média, e no mês de março constatou estiagem praticamente em todo Estado de São Paulo.

O mecanismo do Dipolo do Atlântico em geral, funciona como uma interação entre os campos de TSM, PNM e vento, de modo que o aquecimento acima (abaixo) do normal das águas oceânicas superficiais, associa-se com a presença sincrônica de pressões mais baixas (altas) do que média, e também, o enfraquecimento (fortalecimento) relativo dos centros de alta pressão climatológicos (altas subtropicais), que por sua vez influenciam na intensidade dos ventos alísios (SOUZA e NOBRE, 1998). As Altas Subtropicais provocam um bloqueio atmosférico, impedindo ou dificultando a ocorrência de chuvas. A Alta Subtropical do Atlântico (ASAS) é de grande importância para o clima da América do Sul influenciando principalmente o clima no Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil (BASTOS e FERREIRA, 2000).

3.2.4.2- Oscilação do Atlântico Norte

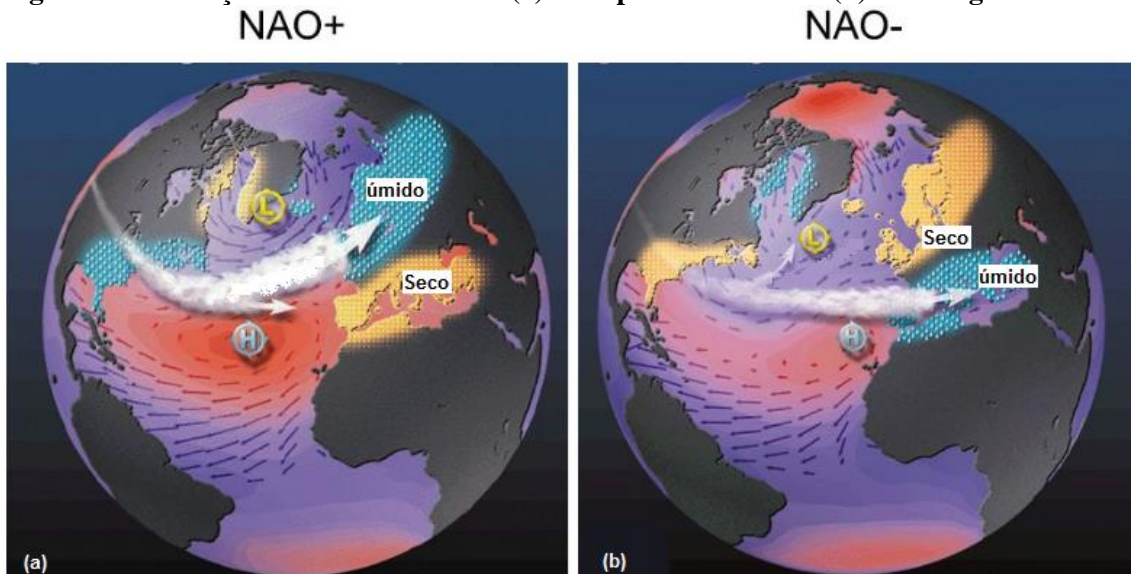
A Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*- NAO) consiste em um sistema meteorológico de grande escala de variabilidade climática da PNM podendo impactar o tempo, clima no Norte do Oceano Atlântico e nos continentes próximos. A NAO apresenta uma alternância ("gangorra") de massa atmosférica com um dos centros localizado sobre a Islândia e o outro de sinal oposto na zona dos Açores. A NAO tem grande influência no tempo

da Europa e na parte leste da América do Norte principalmente na temperatura à superfície, precipitação e vento (IPMA, 2016).

A fase positiva da NAO configura-se quando a Alta Pressão dos Açores e a Baixa Pressão da Islândia apresentam uma maior discrepância do que a normal climatológica. Quanto mais intensas essas variáveis, mais positivo o índice se apresenta. Já a fase negativa da NAO apresenta-se no momento em que as diferenças nas referidas pressões estão pouco intensas, ou seja, quando a baixa pressão da Islândia e a alta pressão dos Açores estão mais fracas do que o normal (MATEUS e CUNHA, 2013).

A fase positiva da NAO fortalece os ventos oestes sobre o Oceano Atlântico Norte causando tempestades mais frequentes e mais intensas, o que proporcionam invernos mais quentes e úmidos na Europa e leste dos Estados Unidos e mais frios e secos no norte do Canadá e Groenlândia (Figura 03a). Na América do Sul a intensificação da Alta Pressão dos Açores favorece a intensificação dos ventos alísios de nordeste em direção ao continente, resultando em maior transporte de umidade para o interior da América do Sul (VISBECK et al., 2001; MARSHALL et al., 2001).

Figura 03- Oscilação do Atlântico Norte (a) Fase positiva da NAO (b) Fase negativa da NAO.



Fonte: columbia.edu (2016).

A Fase negativa propicia ventos de oeste mais fracos sobre o Oceano Atlântico Norte proporcionando tempestades menos frequentes e menos intensas, o que resulta em invernos mais úmidos no Mediterrâneo e mais frios no norte da Europa e no leste dos Estados Unidos e temperaturas mais quentes na Groenlândia (Figura 03b). Na América do Sul o enfraquecimento da Alta pressão dos Açores enfraquece os ventos alísios de nordeste e consequentemente reduz

o transporte de umidade para o interior do continente (VISBECK et al., 2001; MARSHALL et al., 2001).

De acordo com Santos et al. (2016) a variação anual de precipitação na região Amazônica, por exemplo, parece se relacionar, de uma forma indireta à NAO, pois a intensificação dos ventos alísios do Oceano Atlântico que trazem umidade para a Amazônia estão associados com o deslocamento mais ao sul da ZCIT e que os dias secos consecutivos estão associados ao aquecimento do Oceano Atlântico Norte, que enfraquece a NAO. O posicionamento da ZCIT mais ao sul define uma melhor qualidade da estação chuvosa.

Um estudo de Araújo (2015) demonstrou que na escala de variabilidade de 30-40 anos o Oceano Atlântico Tropical apresentou anomalias positivas significativas de TSM que intensifica a convergência na porção costeira leste da América do Sul. Por outro lado, notou-se anomalias de fluxo de umidade do Oceano Atlântico Tropical Sul com um giro anti-horário centrado em 20°S e 45°W e posicionamento mais sobre o continente, que favorece a redução na precipitação das regiões Centro Oeste do Brasil (COB) e SEB por serem regiões de divergência de umidade resultantes deste centro de ação.

3.2.4.3- Oscilação Decenal do Pacífico

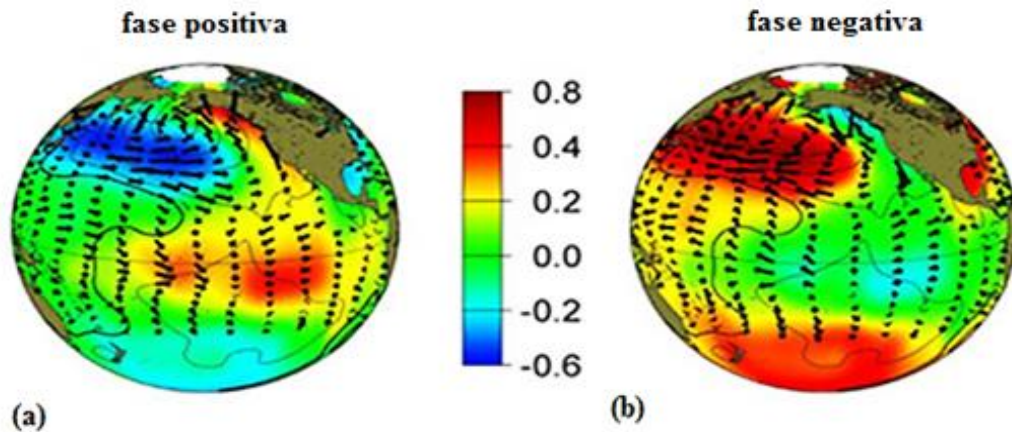
Por meio de um estudo sobre a variação da população dos peixes no Oceano Pacífico Norte, Mantua et al. (1997) identificaram variações na TSM do Oceano Pacífico que ocorrem em períodos quase cíclicos com duração de 20 a 30 anos. Este padrão climático é referido como Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), é um fenômeno que ocorre no Oceano Pacífico Norte, mas que também inclui a variabilidade climática no Oceano Pacífico Tropical. Possui um componente de variação lenta com mudanças episódicas de sinais.

A fase quente ou positiva da ODP (ODP+) conforme Figura 04a, caracteriza-se como um sistema de baixa pressão anômalo nas Ilhas Aleutas, onde as águas superficiais ficam mais frias no Pacífico Norte Central e Oeste, e mais quentes na costa oeste das Américas e no Pacífico Tropical Central e Leste. Já a fase fria ou negativa da ODP (ODP-) conforme Figura 04b, apresenta configuração contrária, com anomalias de TSM negativas na costa Oeste das Américas e também no Oceano Pacífico Tropical Central e Leste (MANTUA et al., 1997).

Segundo Molion (2005) a ODP é uma variação oceânica de longo prazo e seus efeitos sobre o clima ainda não foram quantificados com a precisão necessária. De acordo com o autor ocorre uma relação entre as fases da ODP e a temperatura média Global. Durante o período de 1947-1976 ocorreu um resfriamento do clima global que coincidiu com a ODP (-), fase em que

o Oceano Pacífico Tropical apresenta anomalias negativas de TSM. A mudança para a ODP (+) ocorreu em 1977 até 1998, Neste período foram observados no Oceano Pacífico Sul valores de TSM acima da média, resultando em uma frequência maior de ENOS.

Figura. 04- Oscilação Decenal do Pacífico (a) fase positiva da ODP (b) fase negativa da ODP.



Fonte: jpl.nasa.gov (2014).

A partir de 1999 a ODP se apresenta novamente na fase fria. Um estudo de Streck et al. (2011), utilizando o teste de Mann-Kendall, prevê para a próxima década um aumento na amplitude térmica diária do ar para cidades do estado do Rio Grande do Sul, que segundo Molion (2005) a amplitude térmica produz invernos mais intensos propiciando uma maior frequência de geadas e, conseqüentemente, reduz os índices pluviométricos em todo País, pois uma troposfera mais fria e mais seca, é mais estável e produz menos chuva.

A variabilidade da ODP, segundo Santos et al. (2013), pode conduzir a diferenças entre chuvas sazonais de primavera e verão de até 50% entre as fases opostas. Estas fases devido a longa duração são capazes de produzir secas severas e constantes, assim como estações muito úmidas e ainda influenciar no início e final da estação chuvosa.

3.2.4.4- Relação entre a Oscilação Decenal do Pacífico e o El Niño Oscilação Sul

Um estudo de Gershunov e Barnett (1998) identificou que as fases da ODP interferem na frequência e duração de eventos de ENOS. A fase quente (fria) da ODP tende a ocasionar uma maior frequência de casos de EN (LN) com anomalias de TSM intensas e bem definidas. Por outro lado, a fase quente (fria) da ODP conduz a uma menor frequência de eventos de LN (EN) com sinais fracos, especialmente incoerente e instável. Em outras palavras, qualquer previsão climática baseado em padrões de EN ou LN deve ser vinculada às fases da ODP.

A relação entre a variabilidade da precipitação ao longo da América do Sul e de eventos de ENOS foi reexaminada em um trabalho de Kayano e Andreoli (2007) levando em conta as fases positivas, negativas e neutras da ODP (ODP 0). Segundo as autoras, diferenças nas forças de teleconecções de ENOS estão relacionadas à ODP, o que cria uma base para as teleconecções agirem de forma construtiva (destrutiva) quando a ENOS e ODP estiverem na mesma fase (fase oposta). Outro aspecto interessante é que as estruturas de ODP (+) e ODP (0) apresentam as mesmas anomalias de sinal de precipitação para EN e LN em algumas regiões do Brasil.

Prado (2011) avaliou a importância da ODP sobre precipitação do Estado de São Paulo e os resultados revelaram que em geral, durante eventos de ENOS (+) (EN) e anos neutros de ENOS (ENOS 0) ocorridos na ODP (+) a precipitação no Estado de São Paulo ficou acima da média, e em anos de ENOS (-) (LN) a precipitação ficou abaixo da média. Nos episódios de ODP (-) observou-se precipitação acima da média em ENOS (-), e abaixo da média em anos ENOS (+) e ENOS (0). Porém o autor conclui que estes sinais não são bem definidos se avaliados para cada estação do ano, principalmente para a região Oeste do Estado de São Paulo.

3.3- Zona de Convergência do Atlântico Sul

Durante o período de primavera-verão no Hemisfério sul, sistemas frontais posicionam-se principalmente sobre a parte central do continente sul-americano, com seu eixo na orientação noroeste-sudeste, de inclinação variável, associados a uma zona de convergência de umidade que posteriormente foi denominada de zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e sua permanência com atividade intermitente, causa a estação chuvosa (novembro a março) nas regiões Centro Oeste, Sudeste e Sul do Nordeste brasileiro (MOLION e BERNARDO, 2002)

A ZCAS pode ser influenciada pela confluência entre os ventos de nordeste (NE) da ASAS, que carregam calor e umidade do Oceano Atlântico para o interior do Brasil, e os Jatos de baixos níveis (JBN) que atuam a leste dos Andes transportando calor e umidade da região amazônica para o sudeste da América do Sul (REBOITA et al., 2010). Porém, de acordo com Rocha e Gandu (1996) os mecanismos que originam e mantêm a ZCAS não estão ainda totalmente definidos, pois esse sistema sofre influências tanto de fatores remotos quanto locais. Aparentemente as influências remotas, tal como a convecção na zona de convergência do Pacífico Sul (ZCPS), modulam o início, duração e localização da ZCAS, enquanto os fatores locais são determinantes para a ocorrência da ZCAS.

A precipitação na região sul-sudeste sofre modulações devido à OMJ, que como consequência gera períodos propícios de precipitação intensa e associados à ZCAS. Os Jatos de

Baixos Níveis e a ASAS são importantes para manter a convergência nos baixos níveis e definir uma situação de ZCAS ao longo da orientação NO-SE. Já nos altos níveis a Alta da Bolívia (AB) e o Cavado do Nordeste (CN) podem, ou não, ter vórtice associado. A AB é um anticiclone de altos níveis, que surge devido à intensa liberação de calor latente proveniente da convecção amazônica e de um ciclone térmico em baixos níveis, a Baixa do Chaco (BC), oriundo do aquecimento superficial na região do altiplano boliviano. O acoplamento da BC com a AB evidencia a convergência de umidade que lá ocorre (PALLOTA e NAZAKATO, 2014).

A ZCAS exerce uma grande importância na precipitação sobre a região sudeste, a qual possui o maior índice de densidade populacional do Brasil; O abastecimento de água desta região depende da variabilidade das chuvas causadas pela ZCAS. Além disso, grande parte do SEB possui lavouras e atividade pecuária, que também dependem da regularidade das chuvas, pois longos períodos de secas afetam consideravelmente algumas culturas da região. No entanto, precipitações intensas e ininterruptas por vários dias podem gerar danos econômicos e perdas de vidas, principalmente em cidades que não possuem infraestrutura necessária para o controle de enchentes, e moradias localizadas em áreas de riscos, como encostas de montanhas, margens de rios e córregos (CAVALCANTI et al., 2009)

As consequências socioambientais da atuação da ZCAS são observadas nas constantes inundações provocadas pelo transbordamento dos rios e, nas cidades, pelos deslizamentos em assentamentos urbanos inadequados, causando danos enormes e muitas vezes até perdas de vidas humanas (ABREU, 1999).

3.4- Ciclos e Eventos Extremos

Eventos climáticos extremos são eventos meteorológicos com grande relevância na climatologia e hidrologia de uma determinada localidade, e suas estimativas probabilísticas são imprescindíveis para o planejamento e desenvolvimento das atividades sujeitas a seus efeitos adversos, especialmente estruturas de engenharia civil e agricultura (SANSIGOLO, 2008).

De acordo com o relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças do Clima (IPCC, 2014) as mudanças climáticas naturais e antropogênicas estão provocando o aquecimento global que conduz uma intensificação na frequência de eventos extremos. O fenômeno ENOS favorece uma grande variabilidade dos índices de precipitação, podendo ocasionar anos de secas intensas ou anos chuvosos, quando relacionados aos padrões de anomalias de grande escala da circulação atmosférica global. Com isso é fundamental o

acompanhamento dos fenômenos ODP e ENOS, a fim de se alcançar uma melhor previsão diante desses eventos (DA SILVA et al., 2009; DA SILVA, 2013).

As variações de temperatura da superfície do Oceano Pacífico Norte durante eventos de ENOS são acompanhadas de mudanças na circulação atmosférica e na precipitação em escala global que influenciam significativamente a frequência de eventos extremos de precipitação em várias regiões do Brasil. A ocorrência de eventos extremos está associada a episódios de ENOS com certas condições particulares, quando a modulação destes episódios pode ser intensificada por oscilações interdecadais (GRIMM e TEDESCHI, 2006).

As chuvas intensas, ou chuvas extremas, são também conhecidas por chuvas máximas e tem distribuição irregular, tanto temporalmente quanto espacialmente. Esse fenômeno causa grande prejuízo, originando erosão no solo, inundações, prejuízos à agricultura e perda de colheitas (ARAÚJO et al., 2006). Por outro lado, segundo Macedo (2010), a seca é um fenômeno caracterizado por precipitações abaixo da normal climatológica em certo período, que devido sua intensidade provoca graves impactos sociais, econômicos e ambientais.

No Brasil, eventos extremos como o Furacão Catarina, provocou enchente, causou diversas mortes e significativas perdas econômicas para a região Sul do País. Elevados índices pluviométricos para o SB e SEB demonstram um aumento na frequência e na intensidade das chuvas destas regiões, e uma diminuição nas chuvas ao longo da costa leste do NEB. Marengo et al. (2009) afirmam que em meados de 2020, enquanto as chuvas tenderão a aumentar no oeste da Amazônia e no SB e SEB, as demais regiões provavelmente registrarão chuvas menos intensas.

Segundo o IPCC (2014) os impactos oriundos de eventos extremos como, ondas de calor, secas, inundações, ciclones e incêndios florestais demonstram considerável vulnerabilidade e exposição de alguns ecossistemas à variabilidade climática, afetando a produção de alimentos, abastecimento de água, danos a infraestruturas e assentamentos, morbidade e mortalidade e consequências para a saúde mental e bem-estar humano. Para os países, independente do nível de desenvolvimento, esses impactos são constantes devido a uma significativa falta de preparo para a variabilidade climática atual.

Gloor et al. (2013) afirmaram que a partir do final do século XX a região Amazônica vem sofrendo com diversos eventos extremos de precipitação, com longos períodos de estiagens e também eventos de chuvas intensas. Segundo os autores, embora haja indicações de algumas áreas mais secas as margens sul da Bacia hidrográfica Amazônica, um aumento na TSM do Oceano Atlântico Tropical de aproximadamente 0,7° C observada para o período de 1990-2010

intensificou a precipitação particularmente na região noroeste Amazônica durante a estação chuvosa.

Segundo a Agência Nacional de Águas (ANA, 2010) os desastres naturais mais comuns associados aos eventos extremos são inundações, secas e os deslizamentos de encostas. Em 2013, o litoral norte de São Paulo, a Baixada Fluminense e a Região Serrana do Rio de Janeiro experimentaram chuvas torrenciais que provocaram deslizamentos de terra, transtornos ambientais e materiais, além de desabrigados e vítimas fatais (ANDRADE et al., 2015). Por outro lado, nos anos de 2014 e 2015 o estado de São Paulo enfrentou a pior seca dos últimos 70 anos causando uma redução significativa nos recursos hídricos que, conseqüentemente afetou o abastecimento de água à população (MARENGO e ALVES, 2016). A Tabela 01 a seguir resume os eventos climáticos extremos que afetaram o Brasil desde 2000 e os impactos sociais e econômicos provocados por esses eventos.

Tabela 01. Eventos de secas e enchentes extremas no Brasil

ANO	MÊS	EVENTO	DETALHE	PERDAS ECONÔMICAS	POPULAÇÃO AFETADA
2000	Ago-Set	Chuva	3-7 vezes a precipitação normal diária		87.000
2001	Dez-Mai	Seca	Seca durante a estação normal de chuvas. Provoca falta de energia devido à redução da energia Hidrelétrica	\$26 Bilhões	1.000.000
2002	Dez-Mai	Seca	Seca persistente durante a estação normal de chuvas. Falta de energia		
2003	Jan	Enchente	Chuvas torrencial e seca nos estados do nordeste	\$250 Milhões	206.000
2004	Dez-Fev	Enchente	Grandes enchentes em janeiro nos estados do Nordeste	\$300 Milhões	5.000
2005	Dez-Mar	Seca	Pior seca em 60 anos, níveis mais baixos do Amazonas em 30 anos, o sul do Brasil sofreu com graves impactos na agricultura e desabastecimento de água	\$ 1,7 bilhões	200.000
2006		Seca	Região Sul do Brasil experimentou condições de seca com perdas em torno de 11% na produção de soja		1.000.000
2007	Jan	Enchente	Chuva pesada e enchente	\$100 Milhões	200.000
2008	Nov	Enchente	Chuva pesada e enchente resultaram em 84 fatalidades, a pior tragédia climática da região de Santa Catarina. Registrados mais de 500 mm, incluindo mais de 200 mm em 24 horas.	\$400 Milhões	1.500.000

2009	Abr	Enchente	Chuvas torrenciais causaram enchentes e deslizamentos de terra	\$500 Milhões	1.900.000
2009	Nov	Enchente	Várias tempestades torrenciais afetaram a região sul do Brasil, produzindo registros diários e mensais de precipitação.	\$600 Milhões	1.200.000
2010	Jul-Set	Seca	Pior seca em quatro décadas no Norte e Oeste da Amazônia		62.000
2010	Abr	Enchente	No Rio de Janeiro, 279 mm de chuvas caíram em um período de 24 horas, o evento de chuva mais pesado em 48 anos	\$100 Milhões	100.000
2011	Jan	Enchente	Grave enchente no estado do Rio de Janeiro causando 902 mortes. 300 mm de chuvas caíram em horas na região mais afetada	\$ 1,2 Bilhões	1.200.000

Fonte: ROHMAN, 2013.

No Estado de São Paulo, os eventos climáticos mais comuns são inundações, enchentes e alagamentos, o que segundo a Coordenadoria de Defesa Civil Estadual (CEDEC) representou cerca de 60% no período entre 2000 e 2008. Dos 944 eventos registrados neste período, relacionados às precipitações intensas, cerca de 40% ocorreram na UGRHI do Alto Tietê, que é composta pela maioria das cidades da Região Metropolitana de São Paulo. Este resultado é consequência, em grande parte, de altas taxas de impermeabilização do solo e modificações estruturais nos cursos d'água tornando a Bacia hidrográfica do Alto Tietê mais suscetível a eventos climáticos extremos (TOMINAGA et al., 2009).

3.5- Tendências Climáticas

O planeta, desde os primórdios, sempre passou por ciclos naturais de aquecimento e resfriamento, e também por período de intensas atividades geológicas que lançaram grandes quantidades de gases, surgindo o efeito estufa natural do planeta. Porém, atualmente as atividades humanas vêm afetando o clima terrestre na sua forma natural, devido o aumento de emissão de gases de efeito estufa, que possuem características de absorverem parte da energia do sol, refletida pela superfície do planeta e redistribuir essa energia em forma de calor através das circulações atmosféricas e oceânicas, sendo considerado um dos fatores determinantes para o aquecimento global (MARENGO, 2006).

Segundo o Relatório do IPCC (2007) é esperado um aumento médio da temperatura global entre 1,8°C e 4,0°C até 2100. Esse aumento pode se intensificar devido ao rápido crescimento populacional, econômico e o excessivo consumo de combustíveis fósseis alterando os padrões climáticos. De acordo com esse relatório, mudança climática é um termo que

engloba todas as formas de oscilação do clima, tais como tendências ou variações, já a tendência climática é uma mudança climática caracterizada por um suave acréscimo ou decréscimo nos valores médios de uma serie meteorológica.

Back (2001) afirma que as tendências de aquecimento podem expressar mais os efeitos urbanos locais do que o aquecimento global da atmosfera devido o surgimento das chamadas ilhas de calor, que intensificam o aquecimento da atmosfera e altera os registros de temperatura. Por outro lado, a pesquisa de Hansen e Lebedeff (1987) relatou que ocorreu a redução da magnitude do aquecimento global quando não contabilizaram os dados de temperatura do ar das cidades, porém as tendências de temperatura indicam fortes evidências que o aquecimento global não é uma invenção devido aos efeitos de ilhas de calor urbana.

Um estudo de Dufek e Ambizzi (2006), utilizando séries de temperatura máxima do ar, avaliaram as tendências climáticas sobre o Estado de São Paulo, apontando para uma tendência a condições mais quente com a diminuição de noites frias e aumento de noites quentes em todo estado. Os autores também observaram um aumento da temperatura mínima durante os anos de 1990 a 2002 devido à diminuição de noites frias, principalmente nos meses de verão. Por outro lado, foi observado um aumento na temperatura máxima, devido à diminuição de dias frios nos de 1990 a 2002, sendo mais acentuado nos meses de inverno especialmente nas regiões norte e central do Estado de São Paulo.

De acordo com Marengo et al. (2009) a ocorrência de geadas tem diminuído sensivelmente no norte do Paraná, São Paulo e Minas Gerais. Na década de 90 foram observados ciclos de geadas fracas em cada 4 anos e geadas severas em cada 8 anos, porém desde anos 2000 não foram identificados danos significativos na agricultura causados por geadas nesta região. Na região de Campinas foi notado um decaimento no número de dias abaixo de 10°C. Esse fato reafirma a diminuição na frequência de geadas na região tropical devido o aumento na temperatura global.

As análises e técnicas estatísticas são usadas para estimar as tendências climáticas e são muito utilizadas na hidrometeorologia para determinar variações na precipitação de uma localidade conforme foi exposto no trabalho de Da Silva e Sousa (2013) onde os autores avaliaram tendências de precipitação para o Estado de Alagoas.

Um estudo para o Estado de São Paulo foi apresentado por Blain (2010) identificando as tendências e variações climáticas de precipitação em oito estações meteorológicas do Estado de São Paulo, onde de forma geral, não houve alterações marcantes nos regimes de precipitações anual das localidades do Estado de São Paulo.

O teste de tendência de Mann-Kendall é um método não paramétrico utilizado para identificar alterações significativas de tendências temporais em determinadas séries de dados, mesmo que haja um componente sazonal na série. Este teste é o resultado do desenvolvimento de tendência proposto pela primeira vez em 1945 por Henry Mann, sendo mais estudada por Maurice Kendall e aperfeiçoado por Hirsch et al. (1982) onde foram incluídas as componentes de sazonalidade de dados.

Para a análise de tendência das séries Hidrometeorológicas, especialmente de temperatura e precipitação, que são os principais parâmetros envolvidos nas variações climáticas, os dados são submetidos ao teste de Mann-Kendall, que através do mesmo verifica-se se a tendência é estatisticamente significativa ou não (GROPPO et al., 2004; LOPES e DA SILVA, 2011).

4. METODOLOGIA

4.1- Área de Estudo

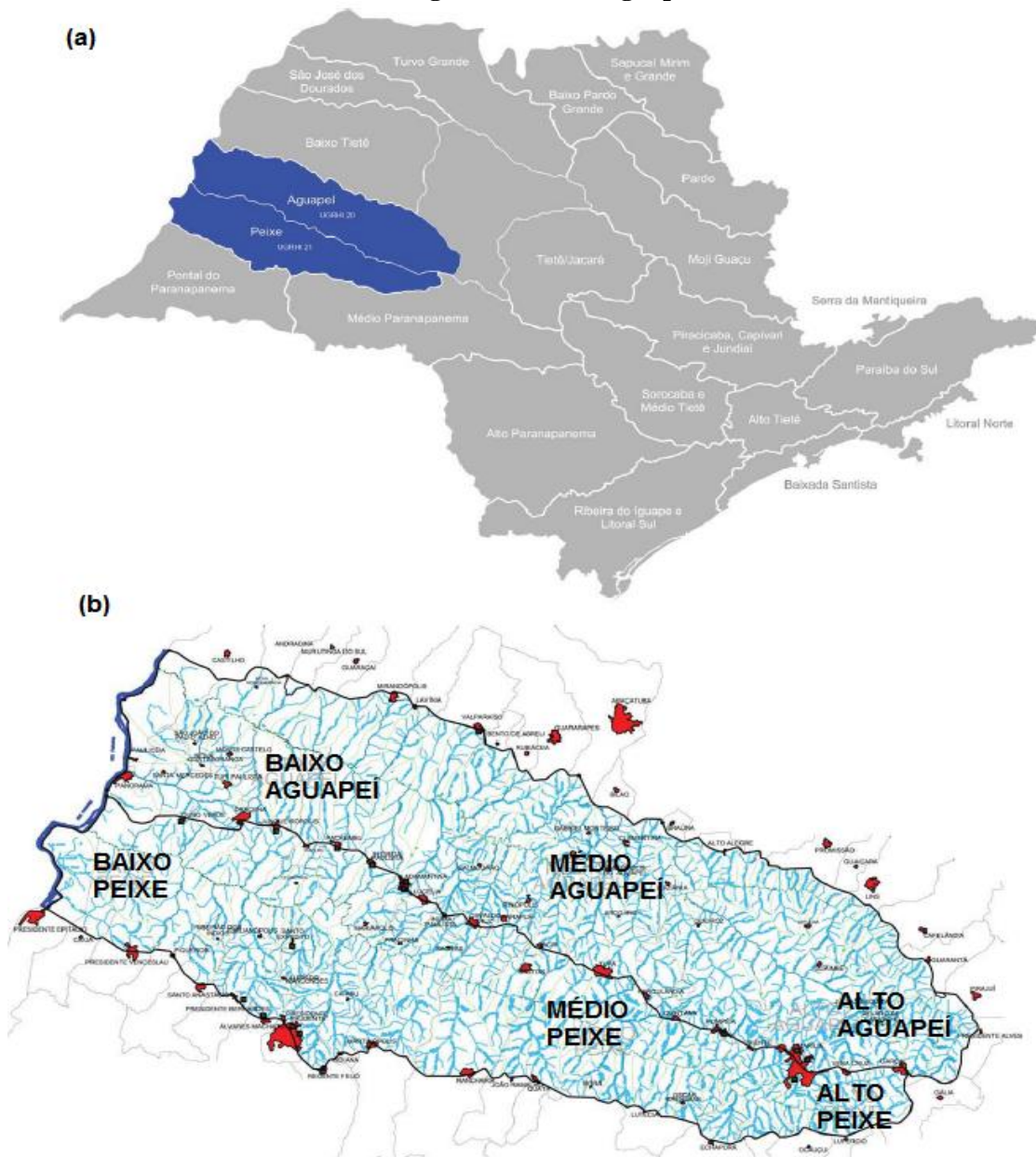
A área de estudo (Figura 05) é a Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí que possui uma área de 13.196 km² e situa-se entre as coordenadas geográficas 21°20' a 22°11' latitude Sul e 51°07' à 51°19' de longitude Oeste, e a Bacia hidrográfica do Rio do Peixe, com área de 10.769 km² e situada entre as coordenadas geográficas 21°44' a 22°21' latitude Sul e 51°19' a 51°50' de longitude Oeste, ambas localizadas no Planalto ocidental paulista, região oeste do Estado de São Paulo (ANDRADE, 2011; CBH-AP, 2014).

A região do Alto Aguapeí (AA) situa-se no extremo leste da Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, com uma área de 2.469,83 km², compondo-se de 36 sub-bacias hidrográficas e seis municípios. A região do Médio Aguapeí (MA) situa-se na região central da Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, com uma área de 4.982,06 km², compondo-se de 28 sub-bacias hidrográficas e 16 municípios. A região do Baixo Aguapeí (BA) encontra-se na porção oeste da Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, com uma área de 4.853,40, sendo composta por 28 sub-bacias e 10 municípios (CBH-AP, 2008).

A região do Alto Peixe (AP) encontra-se na porção leste da Bacia hidrográfica do Rio do Peixe, com uma área de 743,07 km², sendo a mesma composta por 6 sub-bacias hidrográficas e 1 município. A região do Médio Peixe (MP) se encontra na porção centro-leste da Bacia hidrográfica do Rio do Peixe, com uma área de 3.071,12 km², sendo composta por 40 sub-bacias hidrográficas e 16 municípios. A região do Baixo Peixe (BP) encontra-se na porção oeste

da Bacia hidrográfica do Rio do Peixe, com uma área de 6.600,83 km², sendo composta por 32 sub-bacias hidrográficas e 18 municípios (CBH-AP, 2008).

Figura 05- Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e Rio do Peixe (a) Localizada na Região oeste do Estado de São Paulo (b) Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí e Peixe subdividida em suas regiões.



Fonte: CBH-AP (2008).

4.2- Dados de Precipitação

Foram utilizados dados de precipitação para o período de 1958-2013 de 18 localidades pertencentes às Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe, obtidos através da Agência Nacional das Águas (ANA). Com a série de precipitação foram feitos gráficos climatológicos, análise de ondaletas, aplicação do teste de Mann-Kendall e utilização do

método de agrupamento para cada estação. As Tabelas 02 e 03 mostram as estações pluviométricas usadas com suas coordenadas geográficas.

Tabela 02- Estações pluviométricas Bacia hidrográfica Rio do Peixe

Bacia hidrográfica Rio do Peixe			
Estações	Região	Latitude	Longitude
Adamantina	Baixo Peixe	21°68S	51°08W
Bastos	Médio Peixe	21°91S	50°73W
Echaporã	Médio Peixe	22°43S	50°21W
Emilianópolis	Baixo Peixe	21°83S	51°48W
Marília	Alto Peixe	22°21S	49°93W
Oswaldo Cruz	Médio Peixe	21°80S	50°86W
Presidente Prudente	Baixo Peixe	22°09S	51°38W
Presidente Venceslau	Baixo Peixe	21°88S	51°83W
Rancharia	Médio Peixe	21°94S	50°93W

Fonte: Autor (2016)

Tabela 03- Estações pluviométricas Bacia hidrográfica Rio Aguapeí

Bacia hidrográfica Rio Aguapeí			
Estações	Região	Latitude	Longitude
Clementina	Médio Aguapeí	21°56S	50°45W
Castilho	Baixo Aguapeí	20°86S	51°48W
Dracena	Baixo Aguapeí	21°46S	51°53W
Garça	Alto Aguapeí	22°19S	49°65W
Getulina	Alto Aguapeí	21°69S	50°30W
Guaraçaí	Baixo Aguapeí	21°03S	51°20W
Guararapes	Médio Aguapeí	21°26S	50°63W
Monte Castelo	Baixo Aguapeí	21°29S	51°56W
Queiroz	Médio Aguapeí	21°80S	50°23W

Fonte: Autor (2016)

4.3- Análises de ondaletas ou Wavelet

As informações geradas através dos dados de precipitação foram examinadas com o propósito de se identificar variações sazonais e interanuais, períodos cíclicos e variações aleatórias, utilizando as ondaletas.

Foram submetidas à análise de ondaletas (AO) todas as séries de precipitação de cada estação pluviométrica, para todo o período de dados, com intuito de identificar ciclos ou oscilações, durante as diferentes configurações atmosféricas de grande escala. Estas análises preliminares de ondaletas podem fornecer uma indicação mais clara de qual escala temporal domina os sistemas meteorológicos ao longo da série.

Os índices de precipitação primeiramente devem ser tratados antes de submetidos à AO. Esses índices são anomalias das variáveis, calculadas a partir da climatologia mensal e normalizada pelos desvios padrão (DA SILVA, 2009):

$$AVar_{i,j} = (Var_{i,j} - \overline{Var}_i / \sigma_i) \quad (1)$$

Em que: $AVar_{i,j}$ é a anomalia da variável, no ano $j = 1, 2, 3, \dots, N$ e mês $i = 1, 2, 3, \dots, 12$; $Var_{i,j}$ é a variável no ano $j = 1, 2, 3, \dots, N$ e mês $i = 1, 2, 3, \dots, 12$, o qual foi calculado sua anomalia; \overline{Var}_i é a média climatológica do mês a ser calculado a anomalia e σ_i é o desvio padrão utilizado para cada mês i específico.

O termo ondaleta estende-se a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas produzidas por dilatações (a) e translações (b) de uma função simples $\psi(t)$ de variável real t , eventualmente chamada de *ondaleta-mãe* ou *ondaleta básica*. As funções resultantes da ondaleta-mãe são denominadas *ondaletas filhas* ou *ondaletas simples*. Esta função deve ser quadraticamente integrável dentro de um intervalo real, ou espaço $[L^2(\mathbb{R})]$, ou seja, deve apresentar energia infinita. A função ondaleta caracteriza-se matematicamente numa escala a e posição b, onde a e b são valores reais, e $a > 0$, como sendo (WENG e LAU, 1994):

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi(t - b/a) \quad (2)$$

A ondaleta Morlet é complexa e possui características semelhantes às de sinais meteorológicos, tais como simetria ou assimetria e variação temporal brusca ou suave. Estes critérios são adotados para a utilização da ondaleta para identificações de variações em escalas sinóticas, oscilações intra-sazonais e entre outras variações meteorológicas (WENG e LAU, 1994).

A função de Morlet é definida pela seguinte expressão:

$$\Psi(t) = e^{iW_0 t} e^{-t^2/2} \quad (3)$$

que representa uma onda modulada por um envelope Gaussiano. Em que: i = parâmetro de dilatação e compressão da onda; W_0 = parâmetro de frequência e t = tempo. Todos introduzidos no 'script' de programação do software Matlab.

A vantagem real da AO é verificada quando às variações na escala da ondaleta causam mudanças em sua largura. Para determinar ciclos curtos ou longos respectivamente, necessita-se alterar o tipo de onda para Morlet ou Gaussiana (DA SILVA, 2009).

Na mudança do tamanho total das ondaletas em relação ao tempo surgem as *ondaletas escaladas*, que são representadas pela expressão:

$$\varphi [(n' - n) \delta t / s] = (\delta t / s)^{1/2} \varphi_0 [(n' - n) \delta t / s] \quad (4)$$

Em que: s é o parâmetro de ‘dilatação’ usado para mudar a escala, e n é o parâmetro de transformação no tempo. O fator $s^{1/2}$ é uma normalização para manter a energia total da Wavelet. A transformação do conjunto da onda anteriormente utilizada por Da Silva (2009) e Da Silva et al. (2009) é escrita por:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \varphi^* [(n' - n) \delta t / s] \quad (5)$$

Em que: o asterisco (*) denota o complexo conjugado de φ . 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 traçando a amplitude e a fase da Wavelet.

4.4- Teste de Mann-Kendall

O teste de Mann-Kendall é indicado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) para avaliação de tendências significativas em séries dados temporais compatíveis com aplicações ambientais. É largamente usado para testar tendências em séries temporais hidrológicas e climatológicas (XU et al., 2005; CHATTOPADHYAY e EDWARDS, 2016).

A estatística do teste é descrita como (SILVA et al., 2010):

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sign}(x_i - x_j) \quad (6)$$

Em que: x_j são os dados estimados da sequência de valores, n é o comprimento da série temporal e o sinal $(x_i - x_j)$ é igual a -1 para $(x_i - x_j) < 0$, 0 para $(x_i - x_j) = 0$, e 1 para $(x_i - x_j) > 0$.

Kendall (1975 *Apud* DA SILVA e SOUSA, 2013) mostrou que S é normalmente distribuída com média $E(S)$ e variância $\text{Var}(S)$, para uma situação na qual pode haver valores iguais de x , são calculadas pelas equações:

$$E[S] = 0 \quad (7)$$

$$\text{Var}[S] = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18} \quad (8)$$

Em que: (t_p) é número de dados com valores iguais num certo grupo (p th) e q é o número de grupos contendo valores iguais na série de dados num certo grupo p . O segundo termo representa um ajuste para dados censurados.

O teste estatístico parametrizado (Z_{MK}) é descrito pela seguinte equação:

$$Z_{MK} = \begin{cases} (S-1)/\sqrt{\text{var}(s)} & \text{para } S>0; \\ 0 & \text{para } S=0; \\ (S+1)/\sqrt{\text{Var}(s)} & \text{para } S<0 \end{cases} \quad (9)$$

A presença de uma tendência estatisticamente significativa é avaliada usando o valor de Z . Essa estatística é usada para testar a hipótese nula, ou seja, que não existe tendência. Um valor positivo de Z_{MK} indica um aumento da tendência; quando negativa, indica uma tendência decrescente. Para testar a tendência crescente ou decrescente no nível de significância de p , a hipótese nula é rejeitada se o valor absoluto de Z for maior que $Z_{1-p/2}$, utilizando-se a tabela da distribuição normal cumulativa padrão (DA SILVA e SOUSA, 2013).

Os níveis de significância de $p = 0,01$ e $0,05$ foram aplicados neste estudo. Uma estimativa não paramétrica para o valor da inclinação da tendência é obtida de acordo com Silva et al., (2009):

$$\beta = \text{Median} \left[\frac{x_j - x_i}{j - i} \right] \text{ para } i < j \quad (10)$$

Em que: x_j e x_i são os pontos dados medidos no tempo j e i , respectivamente.

4.4.1- Teste de Significância de T-Student

O teste de significância de T-Student é aplicado na série de dados temporais para avaliar se os valores das tendências adquiridas com o teste de Mann-Kendall são significativos ou não.

Para amostras de tamanho $N > 30$, denominadas grandes amostras, as distribuições amostrais de várias estatísticas são aproximadamente normais e melhores como o crescimento de N . Para amostras de tamanho $N < 30$, denominadas pequenas amostras, essa aproximação não é boa e torna-se pior com o decréscimo de N , de modo que devem ser introduzidas as modificações convenientes. O teste de significância T-Student é muito utilizado nos estudos climáticos, (KAYANO e KOUSKY, 1996; DA SILVA, 2009; DA SILVA, 2017), e pode ser calculado da seguinte forma:

$$tc = \frac{t}{\sqrt{n-2}} + t^2 \quad (11)$$

Sendo: t_c = valor do percentil e c é o grau de liberdade, sendo aqui usado 0,95 ou 95%. t = valor do percentil tabelado de acordo com v ($n-1$); n é o número de dados.

4.5- Método de Agrupamento (Cluster Analysis)

Os métodos de agrupamentos têm pôr finalidade agrupar indivíduos em número limitado de classes, de forma que os indivíduos pertencentes a essas classes mantenham características semelhantes em algum aspecto (GUIMARÃES et al., 2013). Utilizando o software SPSS essas classes são obtidas por meios de algoritmos formalizados, técnica utilizada para distinguir grupos homogêneos e heterogêneos de uma população. Quando aplicado em Bacias hidrográficas, neste caso, o método visa identificar áreas homogêneas de precipitação.

O método utilizado nesta pesquisa foi o hierárquico, que consiste no número de classes gerado pelo critério de agrupamento de Ward. A técnica de Ward procura por partições que minimizem a perda associada a cada agrupamento. Essa perda é quantificada pela diferença entre a soma dos erros quadráticos de cada padrão e a média da partição em que está contida (ARAÚJO et al., 2008; AMANJÁS et al., 2010). A soma dos erros quadráticos (SEQ) é dada por:

$$SEQ = \sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n x_i)^2 \quad (12)$$

Em que n : é o número total de elementos do agrupamento e x_i é o n -ésimo elemento do agrupamento.

Para medir a dissimilaridade entre dois indivíduos x_i e x_j utilizou-se a distância euclidiana, expressada por:

$$d_{ij} = [\sum_{k=1}^n p_i (x_{i,k} - x_{j,k})^2]^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

Sendo, $x_{j,k}$ representa os valores mensais dos locais x_i e x_j e P_i é o peso associado a cada indivíduo.

4.6 – Índice de Precipitação Normalizada (SPI)

Na tentativa de quantificar e caracterizar os eventos extremos de seca e chuva nas diferentes regiões do globo foram criados índices capazes de identificar tais eventos. McKee et al. (1993) propuseram o Índice de Precipitação Normalizada (SPI), utilizado para quantificar o déficit de precipitação em diversas escalas de tempo. O SPI nada mais é que a diferença da precipitação observada menos à média do intervalo de tempo específico, dividida pelo desvio

padrão, conforme equação (SANTOS et al., 2017):

$$SPI = Z_i = \frac{(P_i - \bar{P}_i)}{\sigma_i} \quad (14)$$

Em que: P_i - Precipitação mensal no período, \bar{P}_i - Precipitação média do período em questão e σ_i - Desvio padrão da série histórica de precipitação.

Após o cálculo do SPI, a precipitação total mensal para um período de tempo específico recebe um valor adimensional correspondente a uma classe. Os valores de SPI positivos significam superioridade à média de precipitação, enquanto valores negativos significam menor que a média de precipitação. O valor zero corresponde à precipitação média, e a variação da saída do zero é uma medida probabilística que indica a intensidade de um evento chuvoso ou seco, que pode ser usado para avaliação de risco. Na Tabela 04 são ilustradas as categorias de SPI, de acordo com as descritas por McKee et al. (1993).

Tabela 04- Classificação dos períodos secos e chuvosos.

Valores de SPI	Classes
<-2,00	Seca Extrema
-1,99 a -1,50	Seca Severa
-1,49 a -1,00	Seca Moderada
-0,99 a -0,49	Seca Leve
-0,48 a 0,49	Quase normal
0,50 a 0,99	Chuva Leve
1,00 a 1,49	Chuva moderada
1,50 a 1,99	Chuva Severa
>2,00	Chuva Extrema

Fonte: Autor (2018): Modificado de McKee et al. (1993).

5. RESULTADOS

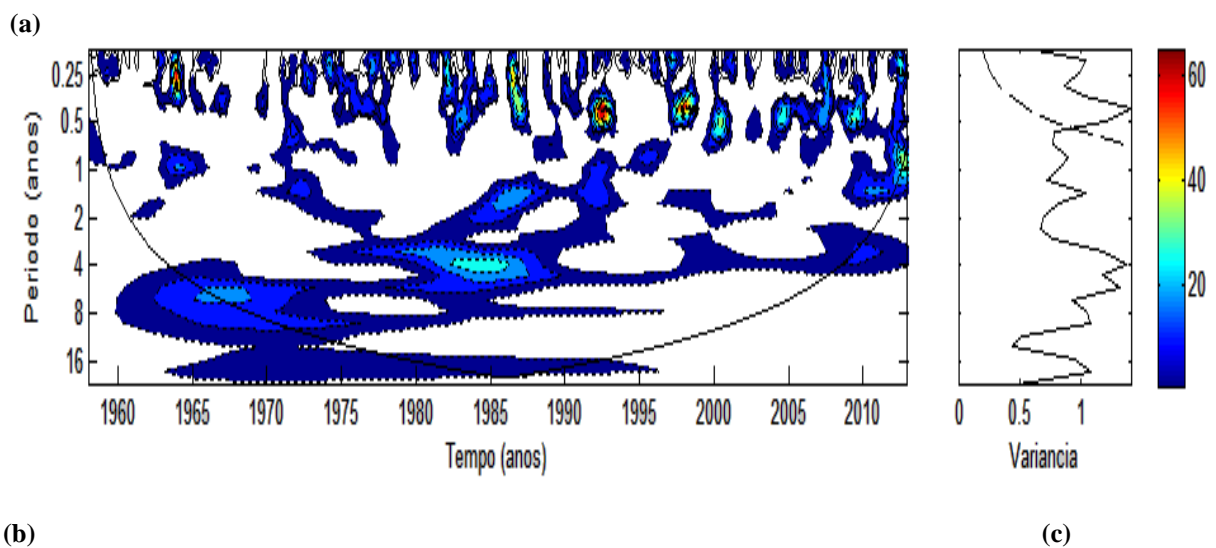
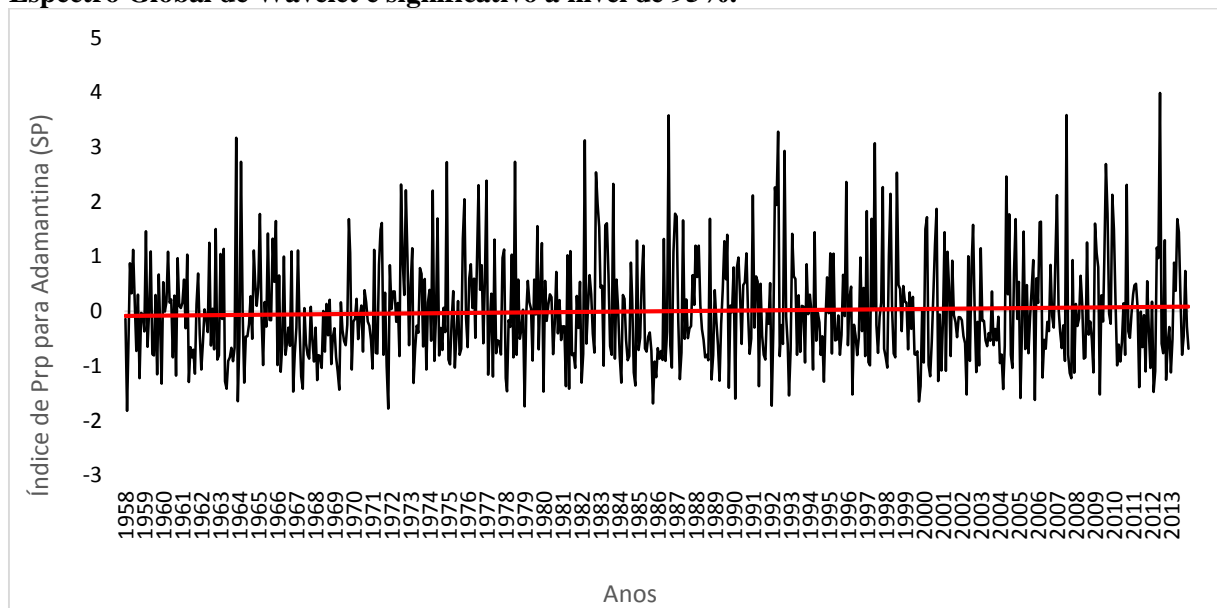
5.1- Análise das Ondaletas

As escalas temporais identificadas, através das análises das Ondaletas, foram a escala de aproximadamente 22 anos que tem relação com a ODP (MANTUA et al., 1997) e se apresentou dominante em todas as estações pluviométricas analisadas; a escala de 2-7 anos relacionada ao sinal do ENOS; a escala de 11 anos, a qual que está associada ao ciclo de manchas solares (KERR, 1996; MOLION, 2005) e também ao Dipolo do Atlântico (SERVAIN et al., 1999); entretanto a atuação do Dipolo não foi verificada influenciando diretamente a precipitação no SEB/SB. Por fim, identificou-se a ocorrência da escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

Esses eventos extremos ocorreram em sua maioria devido à ocorrência simultânea de várias escalas temporais como atestaram Rockwood e Maddox (1988) ou devido ocorrência dos fenômenos climáticos em mesma fase, conforme Gershunov e Barnett (1998).

Na estação pluviométrica de Adamantina (Figura 6) o pico dominante na escala de 22 anos ocorreu entre 1963 a 1997 (Figura 6b). Também notou-se a presença das escalas de 11 anos ocorrendo entre 1960 à 1995, de 2–7 anos entre 1960 à 2013 e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos, que foi à única a apresentar significância estatística (Figura 6c).

Figura 6- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Adamantina (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp; A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



Fonte: Autor (2016).

A ODP se apresentou na fase fria até 1977 (MANTUA et al., 1997), acarretando maior número de eventos de La Niña, o que ocasionou a redução na precipitação do SB/SEB em alguns anos deste período.

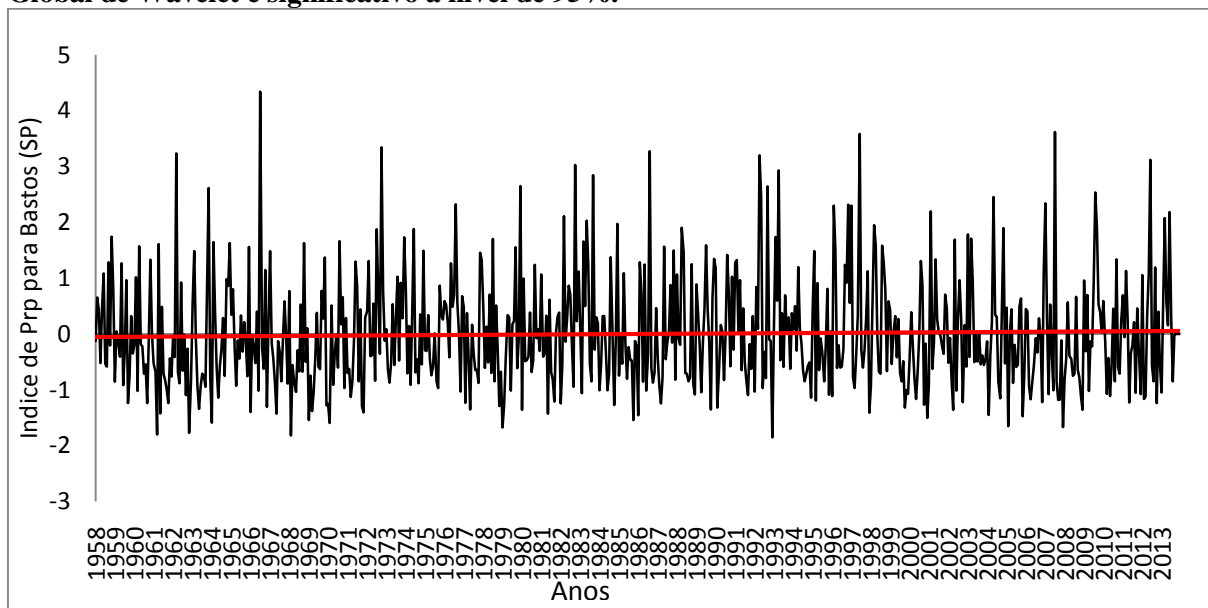
Nos anos de 1967, 1972 e 1985 foram observados índices negativos de precipitação na estação pluviométrica de Adamantina (Figura 6a); Os anos de 1967/68, 1971/72 e 1984/85 foram classificados como anos de La Niña (WOLTER e TIMLIN, 1998) e o ciclo de manchas solares estava em fase de baixa atividade (ARAYA et al., 2000; NJAU, 2006). Essas escalas não foram favoráveis à precipitação e essa interação afetou a escala sazonal, favorecendo anos secos.

No ano de 1987 e 1992 observou-se a atuação da escala de 22 anos e da escala de 2-7 anos intensificando a escala sazonal e ocasionando altos índices de precipitação em ambos os anos (Figura 6a). Já para os anos de 2007 e 2012 os elevados índices de precipitação foram devido à junção da escala 2-7 anos e a escala de 0,25-0,5 anos. Pode-se observar que a junção de diferentes escalas favorece a variação no índice de precipitação. Resultados semelhantes foram encontrados por Gershunov e Barnett (1998), Da Silva (2009), Costa e Da Silva (2015), Da Silva (2017).

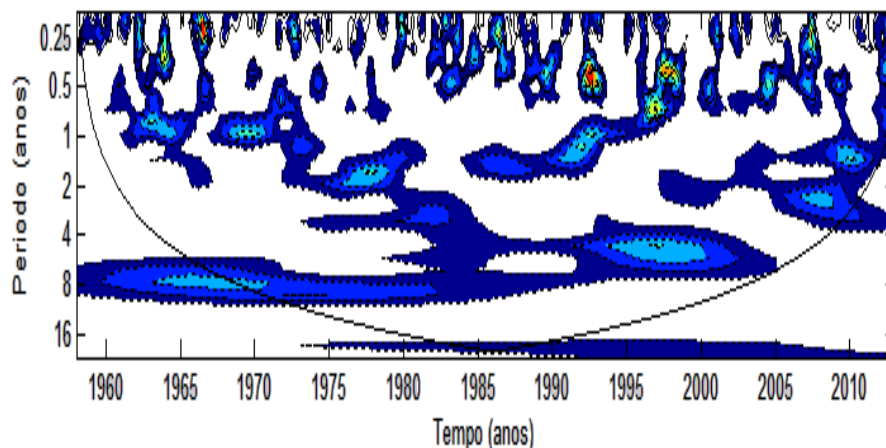
Na estação pluviométrica de Bastos (Figura 7) a escala dominante da ODP apresentou-se predominante entre 1973 a 2013 (Figura 7b). A escala de 11 anos mostrou-se presente na série no período de 1958 a 1986. Observou-se também as escalas de 2-7 anos e de 0,25-0,5 anos atuando no período de 1958 à 2013.

Nos anos de 1961 e 1968 observou-se índices negativos de precipitação e não foi detectada a atuação da escala de 22 anos neste período (Figura 7a). O ano de 1961 apresentou-se como ano normal e os anos de 1967/68 foram classificados como ano de La Niña fraca (WOLTER e TIMLIN, 1998); o ciclo de manchas solares estava em baixa atividade em 1961 e em fase de aumento de atividade solar em 1968 (NJAU, 2006). A interação entre escalas desfavoráveis à precipitação propiciou a redução da escala sazonal causando picos negativo de precipitação. Já a união de todas as escalas temporais (ODP, manchas solares e ENOS) simultaneamente promoveram os altos índices de precipitação e intensificação da escala sazonal nos anos de 1966, 1992, 1998 e 2007; exceto a escala de 22 anos para o ano de 1966. Rockwood e Maddox (1988) e Da Silva (2009), também observaram essa mesma relação.

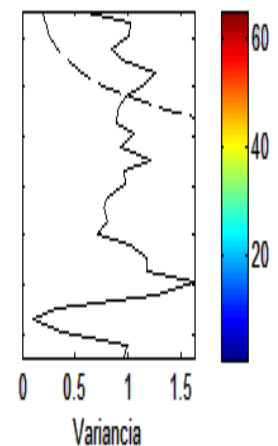
Figura 7- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Bastos (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, O contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)



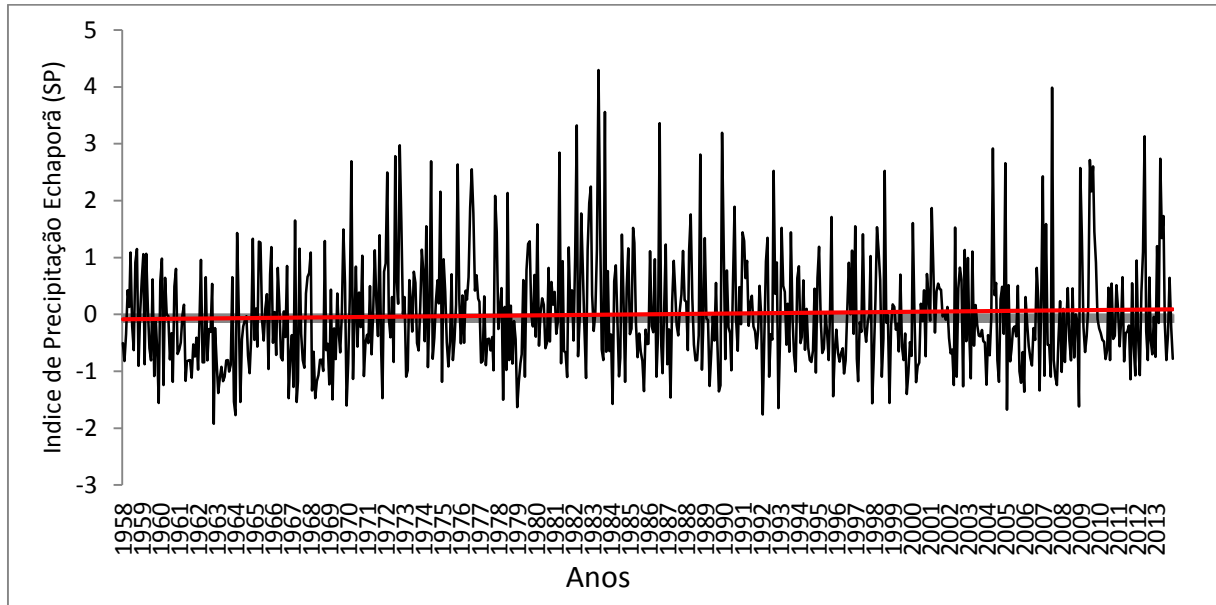
(c)

Fonte: Autor (2016)

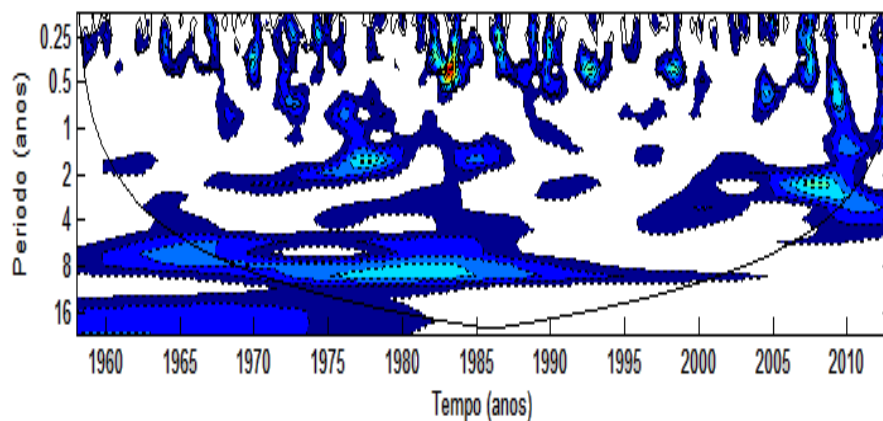
Na estação pluviométrica de Echaporã (Figura 8) a escala dominante de aproximadamente 22 anos ligada à ODP atuou no período de 1958 a 1982 (Figura 8b). Constatou-se a presença das escalas de 11 anos com predominância de 1965 a 1995, de 2–7 anos, presente em toda a série, e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

Nos anos de 1962, 1979, 1992 e 2005 não houve a associação de escalas favoráveis à precipitação e conseqüentemente propiciou-se o enfraquecimento da escala sazonal causando índices negativos de precipitação (Figura 8a). Já nos anos de 1983, 1987, 1990, 1998 e 2007 a estação pluviométrica de Echaporã apresentou índices positivos de precipitação (Figura 8a) devido à união das diferentes escalas temporais, a exemplo, o ano de 1983, quando a escala sazonal mostrou-se mais intensa.

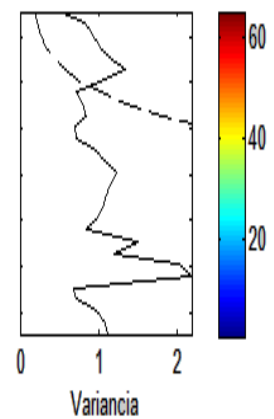
Figura 8- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Echaporã (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)



(c)

Fonte: Autor (2016)

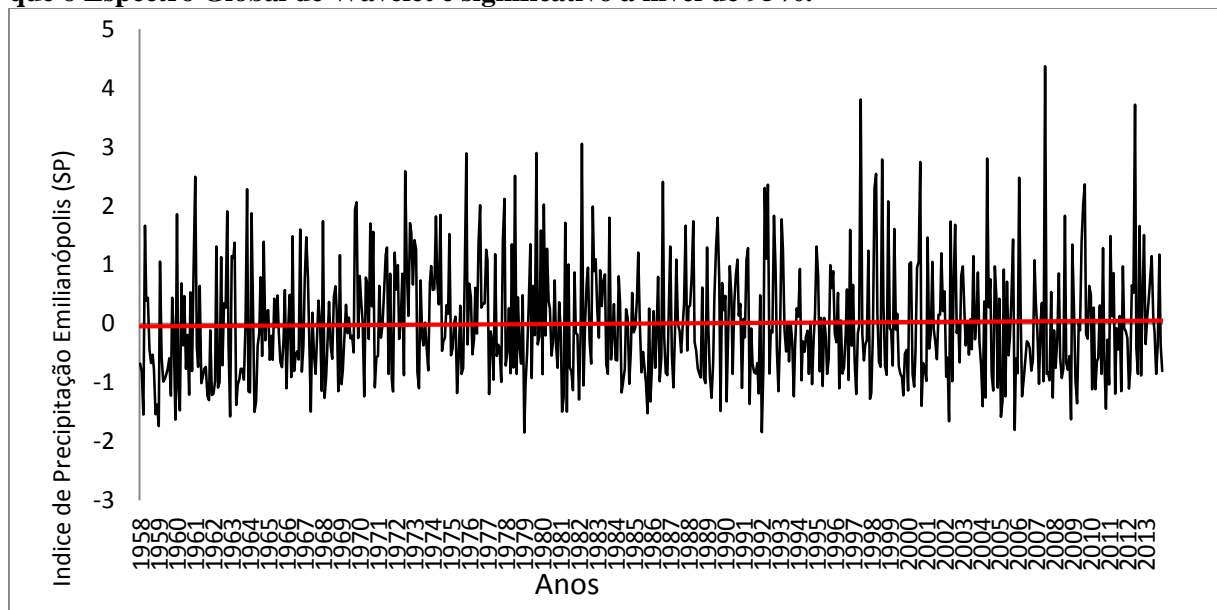
Na estação pluviométrica de Emilianópolis (Figura 9) o pico dominante na escala de 22 anos ocorreu entre o período de 1958 a 2004 (Figura 9b). Notou-se a presença da escala de 11 anos com predominância de 1959 a 1977, da escala de 2–7 anos e da escala sazonal de 0,25-0,5 anos que ocorreu ao longo do período com significância estatística (Figura 9c).

Nos anos de 1979, 1985/86, 1991/92 e 2002 notou-se que a ausência da escala sazonal propiciou picos negativos de precipitação como foi discutida nos trabalhos de Gershunov e Barnett (1998) e Silva e Da Silva (2016).

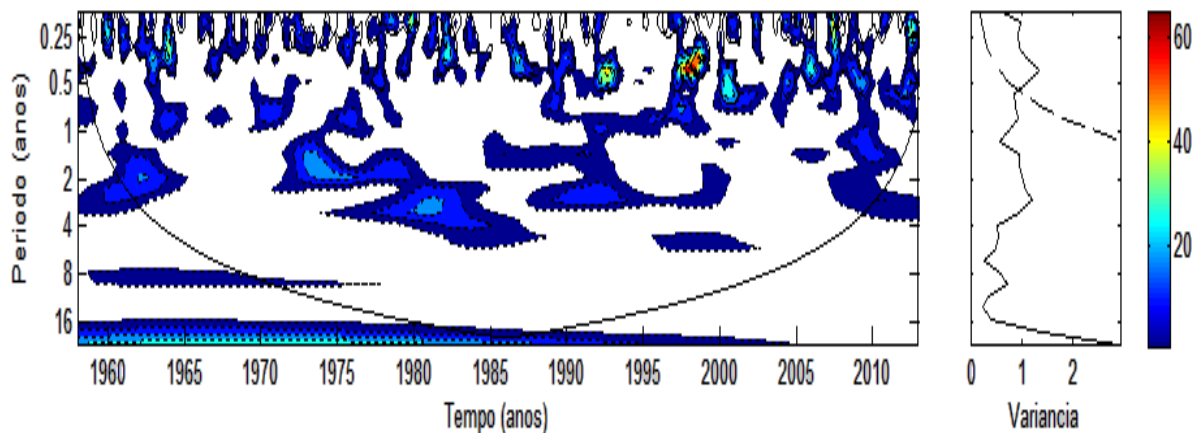
Nos anos de 1960, 1964, 1972, 1976, 1998 e 2007 observou-se picos positivos de precipitação (Figura 9a) associados à presença simultânea das escalas de 22 anos, 11 anos e 2-7 anos e a escala de 0,25-0,5 anos, com exceção da escala de 11 anos para o ano de 1998 e

2007. O sinal de ENOS configurou-se como anos de El Niño em 1963/64, 1972/73, 1976/77 e 1997/98 e apresentou ano normal para o ano de 1960 (WOLTER e TIMLIN, 1998). Na escala de 11 anos associada ao ciclo de manchas solares os anos de 1964, 1972 e 1976 apresentaram fase de atividade solar mínima e para o ano de 1960 a fase de atividade solar estava máxima (ARAYA et al., 2000; NJAU, 2006).

Figura 9- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Emilianópolis (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

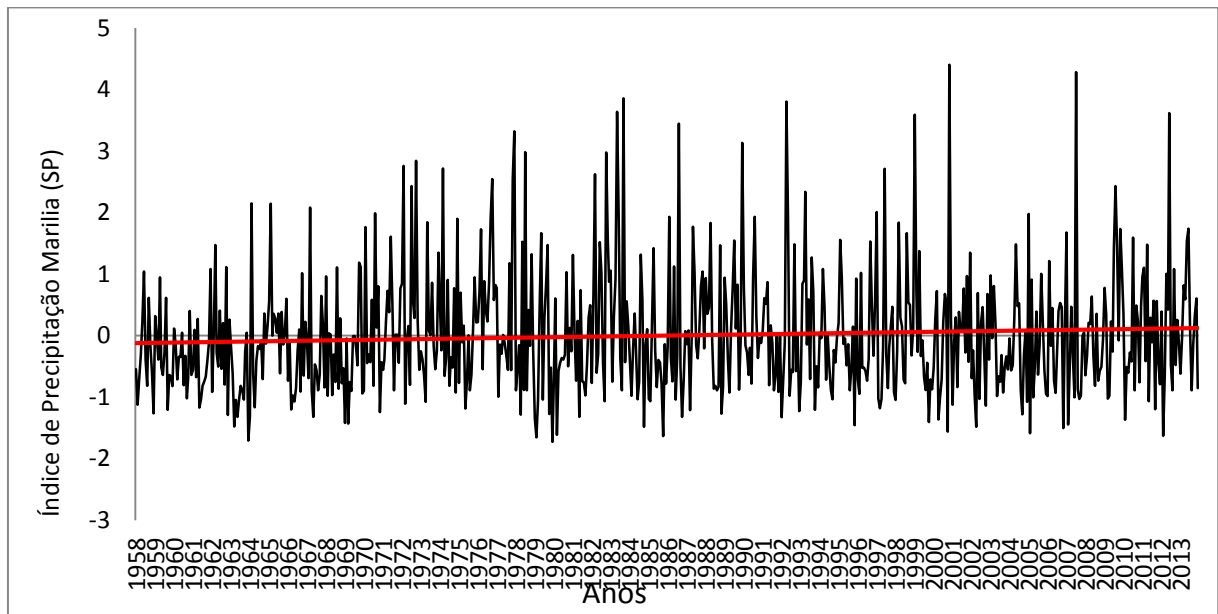
Fonte: Autor (2016).

A estação pluviométrica de Marília (Figura 10) apresentou um pico dominante na escala de 22 anos ocorrendo entre 1958 a 1998 (Figura 10b), porém sem significância estatística (Figura 10c). A escala de 11 anos atuou entre 1965 a 1995, sendo a fase mais intensa concentrada

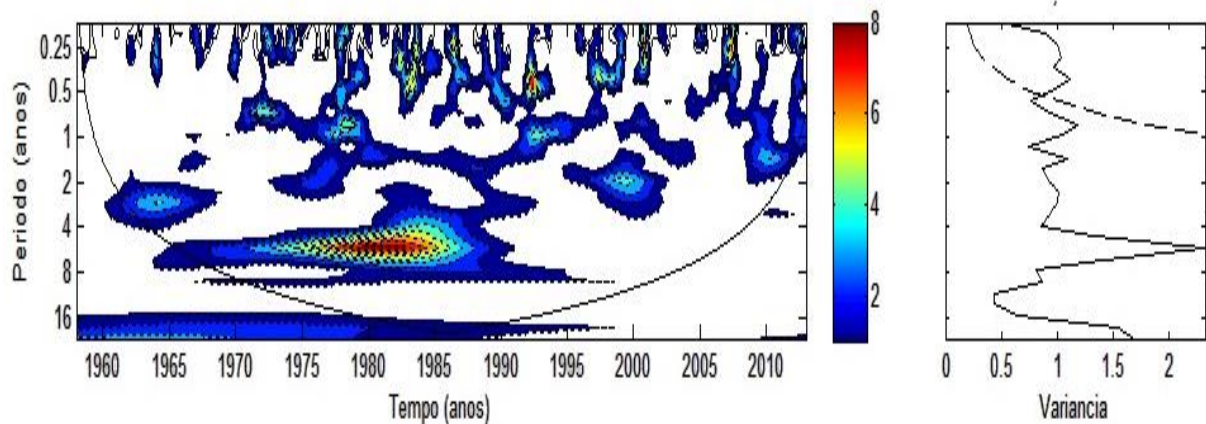
entre os anos de 1975 a 1985. Verificou-se ainda a escala de 2–7 anos e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

Os anos de 1978, 1983/84, 1992, 2000, 2007 e 2012 se apresentaram com os maiores índices de precipitação (Figura 10a). A associação entre as escalas de 22 anos, 11 anos e 2-7 anos intensificaram a escala sazonal de 0,25-0,5 anos, exceto para os anos após 1998, no qual não houve a presença da escala de 22 anos e de 11 anos, mas ocorreu a interação da escala de 2-7 anos com a escala sazonal.

Figura 10: a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Marília (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



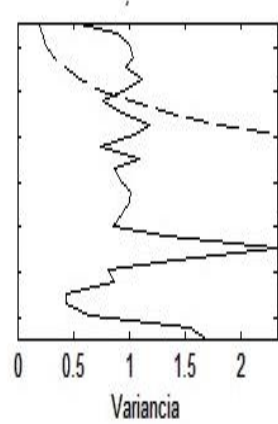
(a)



(b)

Fonte: Autor (2016).

(c)



A ODP se configurou na fase quente após 1977, favorecendo anos de El Niño mais frequentes e intensos (MANTUA et al., 1997). Na escala 2-7 anos (Figura 10b) observou-se sinal do ENOS em 1972/73, 1982/83, 1991/92 e 2006/07 (ocorrência de El Niño); em 1999/2000 e 2011/12 (La Niña) (WOLTER e TIMLIN, 1998; NOAA, 2016).

Já o ciclo de manchas solares apresentou fase de atividade solar mínima nos anos de 1983 e 1978 e fase de máxima atividade solar em 1992 e 2000 (ARAYA et al., 2000; NJAU, 2006).

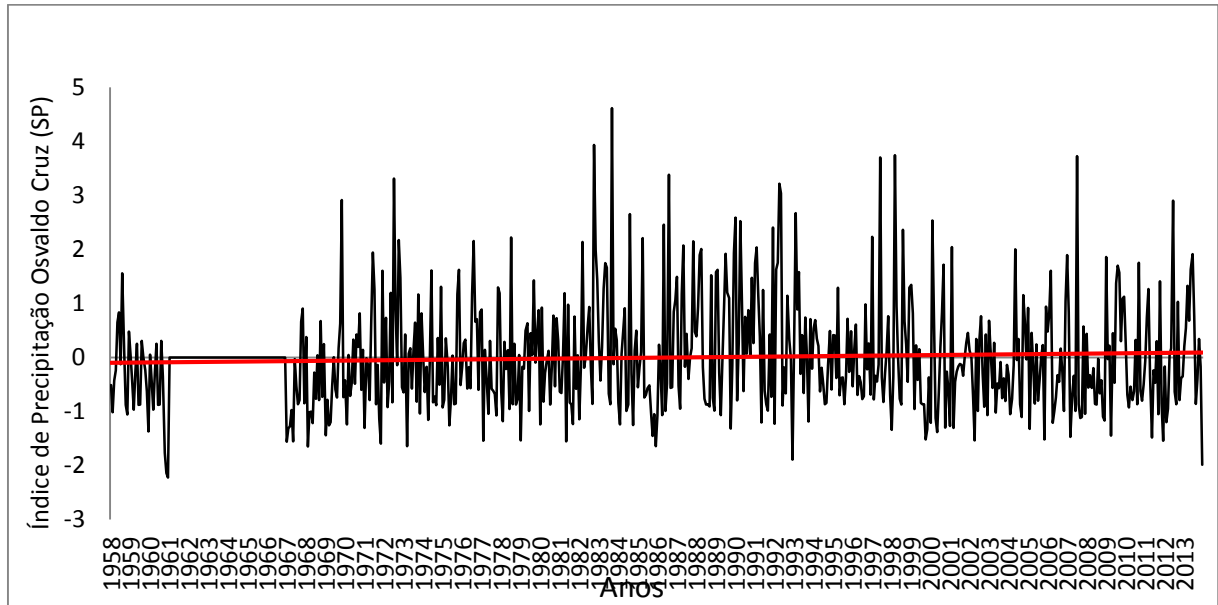
Na estação pluviométrica de Osvaldo Cruz (Figura 11) a escala dominante de 22 anos mostrou-se persistente no período de 1974 a 2013 (Figura 11b). A escala de 11 anos ocorreu no período de 1958 a 2003, a escala secundária de 2-7 anos e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos mostraram-se presentes na série.

No intervalo entre 1961 a 1967 houve falha de dados de precipitação (Figura 11a) disponível na estação pluviométrica de Osvaldo Cruz, sendo necessária aplicação de médias normalizadas já que se trata do índice de prp, para não subestimar ou superestimar os resultados.

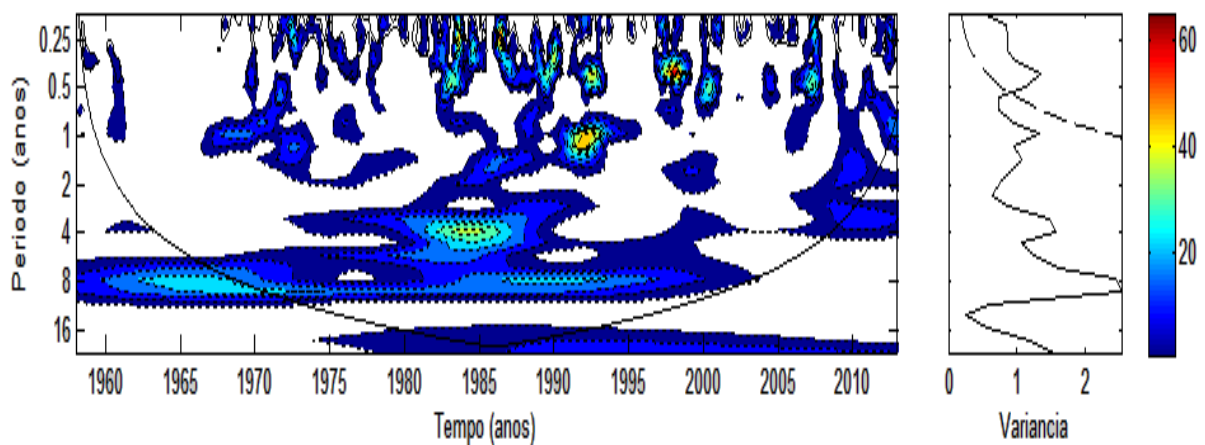
Segundo Gershunov e Barnett (1998) a união de diferentes escalas temporais causa picos de precipitação elevados como notados nos anos de 1983, 1986, 1992, 1998 e 2007 (Figura 11a) quando associaram-se as escalas de 22 anos, 11 anos e 2-7 anos e a escala 0,25-0,5 anos.

Foi notada a ausência da escala sazonal nos anos de 1993, 2000 e 2009, causando índices negativos de precipitação (Figura 11a). Para o ano de 1993 houve interações não favoráveis à precipitação devido os fenômenos climáticos (ciclo de manchas solares e o ENOS) apresentarem fases opostas. Já no ano de 2000 houve a interação da ODP com o ENOS, que se apresentou na fase fria propiciando anos de La Niña mais intensos. Para o ano de 2009 houve a ausência da escala de 11 anos.

Figura 11 a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Osvaldo Cruz (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

Fonte: Autor (2016).

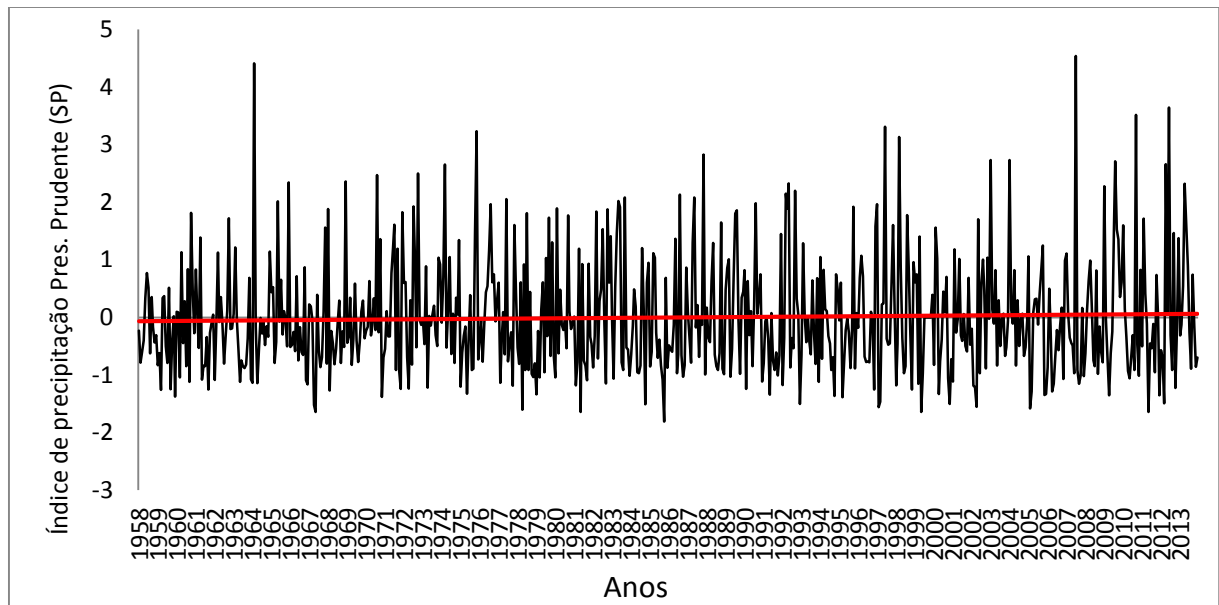
A estação pluviométrica de Presidente Prudente (Figura 12) apresentou um pico dominante na escala de 22 anos, porém não apresentou-se significativo no nível de 95%. Notaram-se as escalas de 11 anos, 2-7 anos e a escala de 0,25-0,5 anos. A escala de 11 anos se apresentou no período de 1965 a 1978 (Figura 12b), a escala de 2-7 anos e a escala de 0,25-0,5 anos corresponde à escala sazonal também se mostrou presente na série.

Os anos de 1967 e 1974/75 apresentaram picos negativos de precipitação (Figura 12a). A escala de 11 anos e a escala de 2-7 anos atuaram simultaneamente reduzindo a precipitação. O ciclo de manchas solares apresentou atividade solar mínima para os anos citados (NJAU,

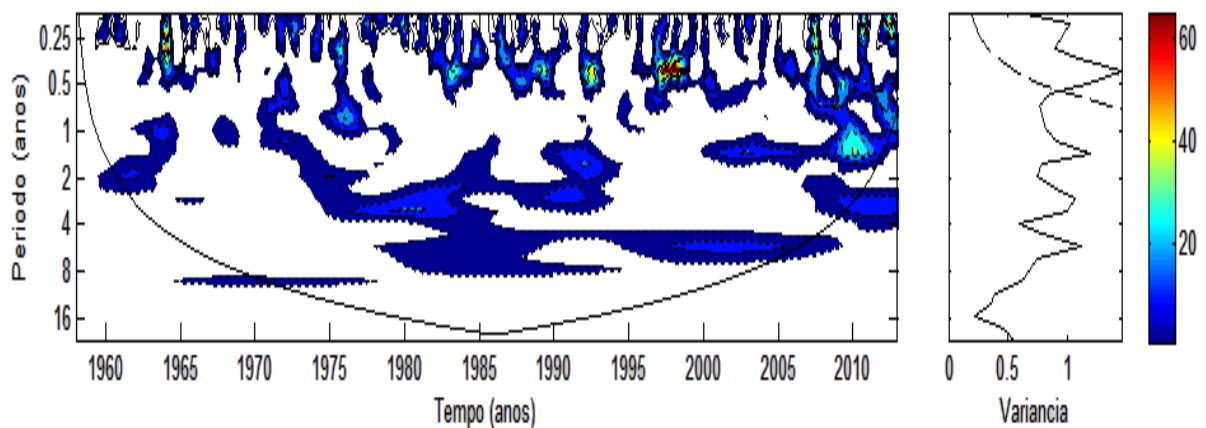
2006) e o sinal ENOS configurou-se como anos de La Niña e ano normal (WOLTER e TIMLIN, 1998).

Os anos de 1964, 1997 e 2007 apresentaram picos positivos de precipitação por consequência da associação da escala de 2-7 anos ligadas ao ENOS e à escala sazonal. Observou-se no sinal ENOS a ocorrência de El Niño neste período (NOAA, 2016).

Figura 12- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Presidente Prudente (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

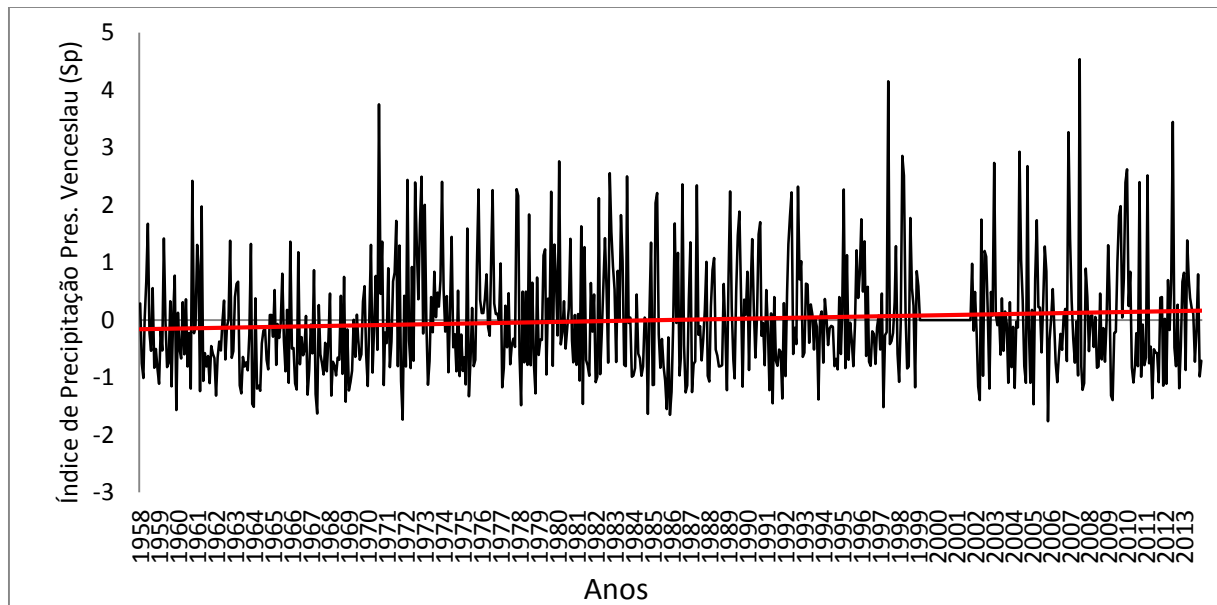
Fonte: Autor (2016)

A escala dominante de 22 anos relacionada à ODP na estação pluviométrica de Presidente Venceslau (Figura 13) predominou entre 1958 a 2000 (Figura 13b). Também foram

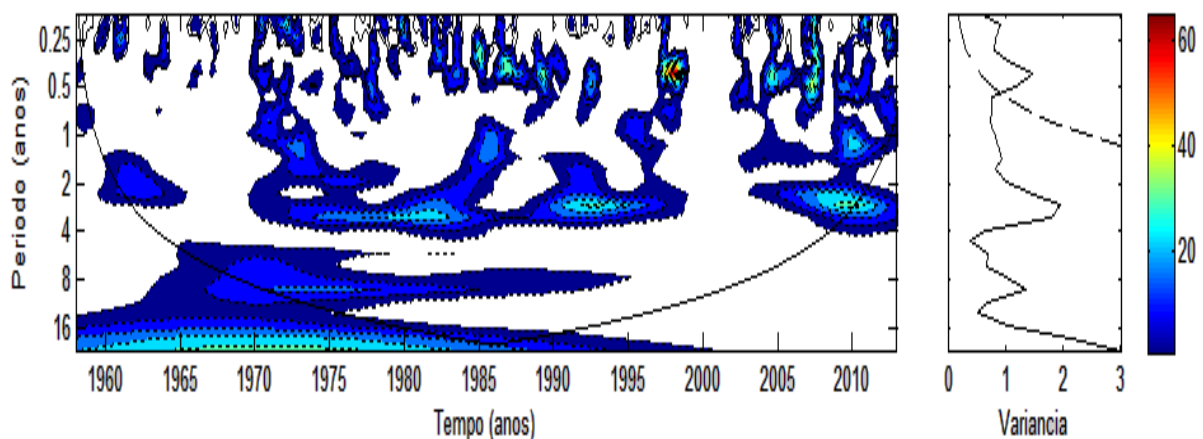
notadas as escalas de 11 anos, ocorrendo de 1963 a 1995; de 2–7 anos presente em toda a série e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

A estação pluviométrica de Presidente Venceslau apresentou falha de dados de precipitação no período de 1999 a 2001, sendo necessária aplicação de médias normalizadas já que se trata do índice de prp para não subestimar ou superestimar os resultados.

Figura 13- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Presidente Venceslau (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

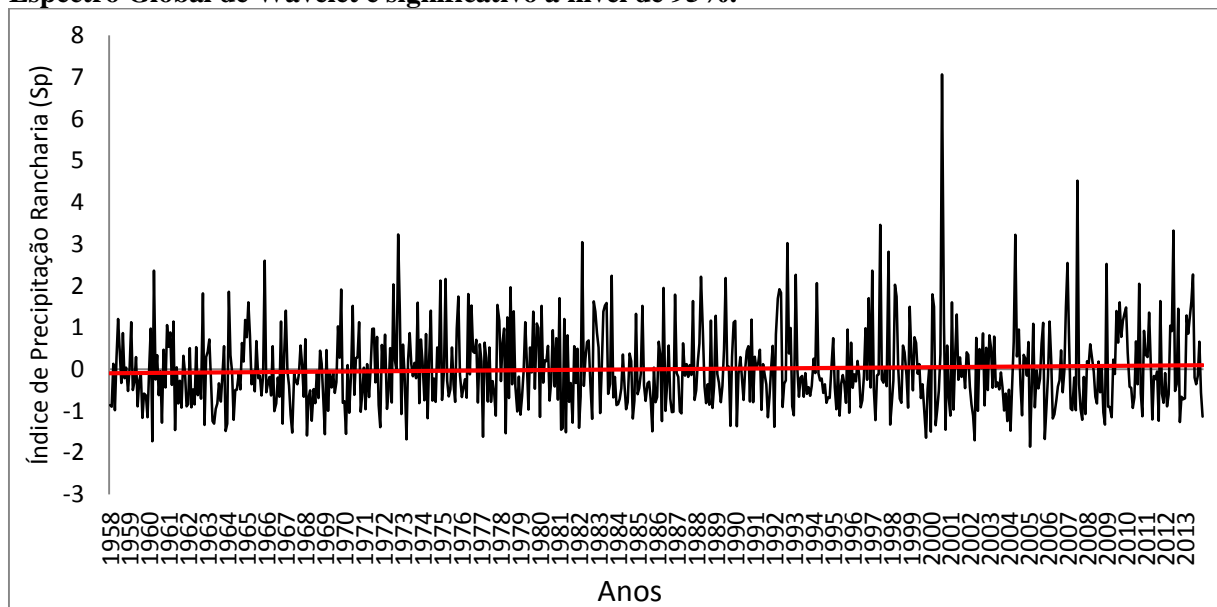
Fonte: Autor (2016.)

Os anos de 1970/71 e 1997/98 apresentaram um alto índice de precipitação (Figura 13a) caracterizado pela associação das escalas de 22 anos, 11 anos, 2-7 anos e 0,25-0,5 anos. A escala sazonal mostrou-se mais intensa para o ano de 1998 (Figura 13b). Já para o ano de 2007

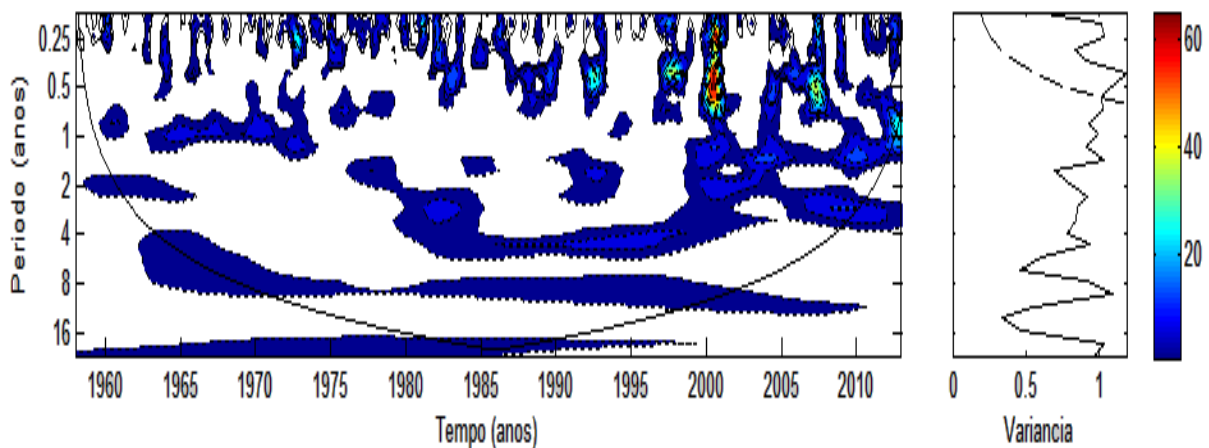
a interação das escalas ocorreu pela presença das escalas de 2-7 anos e a escala sazonal, elevando a precipitação. A ODP se manteve na fase fria até 1977 quando permaneceu na fase oposta até 1998.

Na estação pluviométrica de Rancharia (Figura 14) a escala dominante de 22 anos ocorreu entre 1958 a 1998 (Figura 14b). A escala de 11 anos se pronunciou de 1963 a 2011, a escala de 2-7 anos e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos, que apresentou significância estatística nesta estação (Figura 14c).

Figura 14- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Rancharia (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de Wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

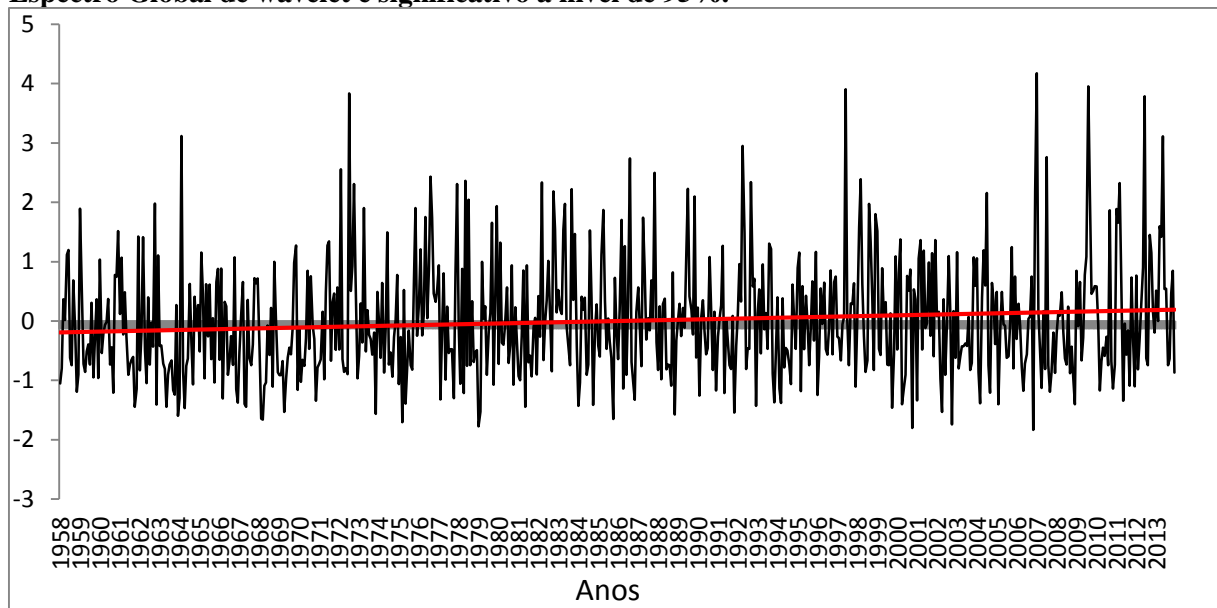
(c)

Fonte: Autor (2016).

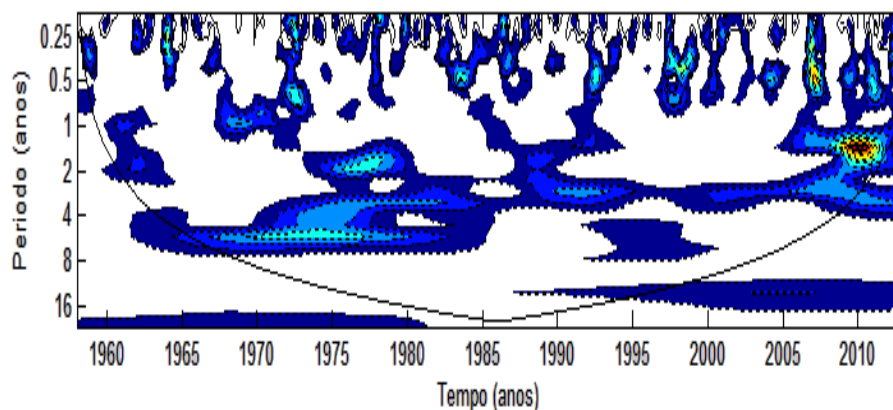
Nos anos de 1972/73, 1982, 1992, 1997/98 observaram-se anomalias positivas de precipitação (Figura 14a), caracterizado pela associação da escala sazonal, a escala de 2-7 anos, escala de 11 anos e escala de 22 anos. Os extremos pluviométrico no ano de 2000 e 2007, por exemplo, ocorreram através da junção das escalas temporais de 11 anos e 2-7 anos, acarretando a intensificação da escala sazonal, potencializando os totais pluviométricos locais, como sugeriram Rockwood e Maddox (1988) e Gershunov e Barnett (1998).

Na estação pluviométrica de Clementina (Figura 15) o pico dominante na escala de 22 anos atuou no período de 1958 a 1981 (Figura 15b). Foram notadas as escalas de 11 anos que predominou de 1986 a 2013, de 2-7 anos entre 1961 à 2013 e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos apresentando significância estatística (Figura 15c).

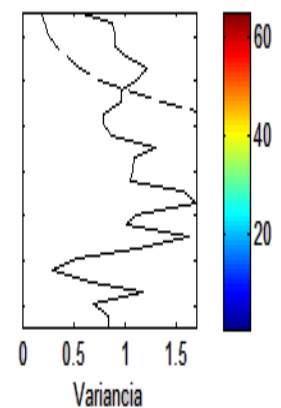
Figura 15- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Clementina (Prp). b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)



(c)

Fonte: Autor (2016).

A fase fria da ODP se apresentou até 1977 acarretando maior número de eventos de La Nina promovendo uma redução nas chuvas na região; após este período configurou-se a fase quente onde eventos de EL Niño tornaram-se mais frequentes e intensos (MANTUA et al., 1997). Nos anos de 1968, 1975, 1979 e 2000 ocorreram picos negativos de precipitação associados às escalas de 22 anos e 2-7 anos, exceto para o ano de 2000, quando a interação ocorre através das escalas de 11 anos e 2-7 anos. A interação de escalas com fases opostas propiciou redução nos índices de precipitação conforme o estudo de Gershunov e Barnett (1998).

Nos anos de 1998, 2007, 2009 e 2012 foram observados picos positivos de precipitação influenciados pela presença das escalas de 11 anos, 2-7 anos e 0,25-05 anos. Já no ano de 1972 ocorreu associação das escalas de 22 anos e 2-7 anos, incrementando positivamente os valores de prp. No ano de 2009/2010, por exemplo, é visto um sinal mais intenso na escala do ENOS contribuindo para a elevação da precipitação.

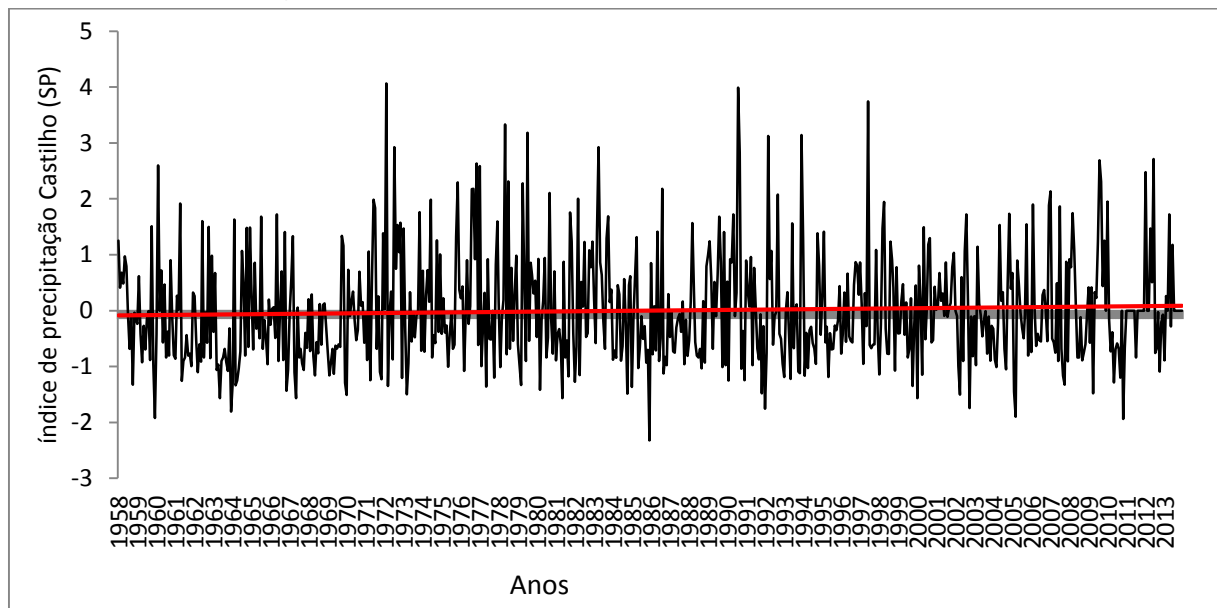
Na estação pluviométrica de Castilho (Figura 16) o pico dominante da escala da ODP (22 anos) ocorreu entre 1958 e 1996, mostrando-se mais intensa entre 1962 e 1978 (Figura 16b), porém não apresentou significância estatística (Figura 16c). Foram observadas as escalas de 11 anos que ocorreu de 1959 a 2002, de 2-7 anos, ocorrendo em toda a série, e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

Segundo Gershunov e Barnett (1998) a união de escalas temporais com sinais opostos reduz a precipitação conforme pode ser visto nos anos de 1960, 1964, 1986 (Figura 16a), quando a associação das escalas de 22 anos, 11 anos e 2-7 anos além da ausência da escala sazonal, proporcionaram anos secos. Os anos de 2005 e 2011 também apresentaram índices de precipitação reduzida, porém ocasionado pela ausência da associação de escalas temporais, uma vez que não houve a presença das escalas de 22 anos e de 11 anos, corroborando com os resultados encontrados por Costa e Da Silva (2015) e Da Silva (2017).

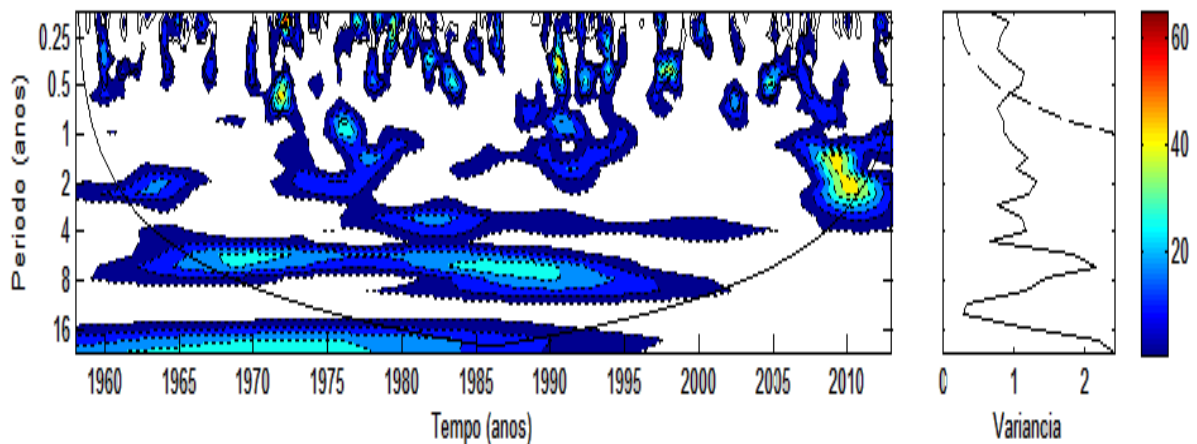
Segundo Gershunov e Barnett (1998) a união de escalas temporais com sinais opostos reduz a precipitação conforme pode ser visto nos anos de 1960, 1964, 1986 (Figura 16a), quando a associação das escalas de 22 anos, 11 anos e 2-7 anos além da ausência da escala sazonal, proporcionaram anos secos. Os anos de 2005 e 2011 também apresentaram índices de precipitação reduzida, porém ocasionado pela ausência da associação de escalas temporais, uma vez que não houve a presença das escalas de 22 anos e de 11 anos, corroborando com os resultados encontrados por Costa e Da Silva (2015) e Da Silva (2017).

Os Picos positivos de precipitação nos anos de 1972, 1990, 1992 e 1994 (Figura 16a) estão relacionados com a associação de todas as escalas temporais. Já em 1998 ocorreu a associação entre as escalas de 11 anos, 2-7 anos e 0,25-0,5 anos.

Figura 16- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Castilho (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet , o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

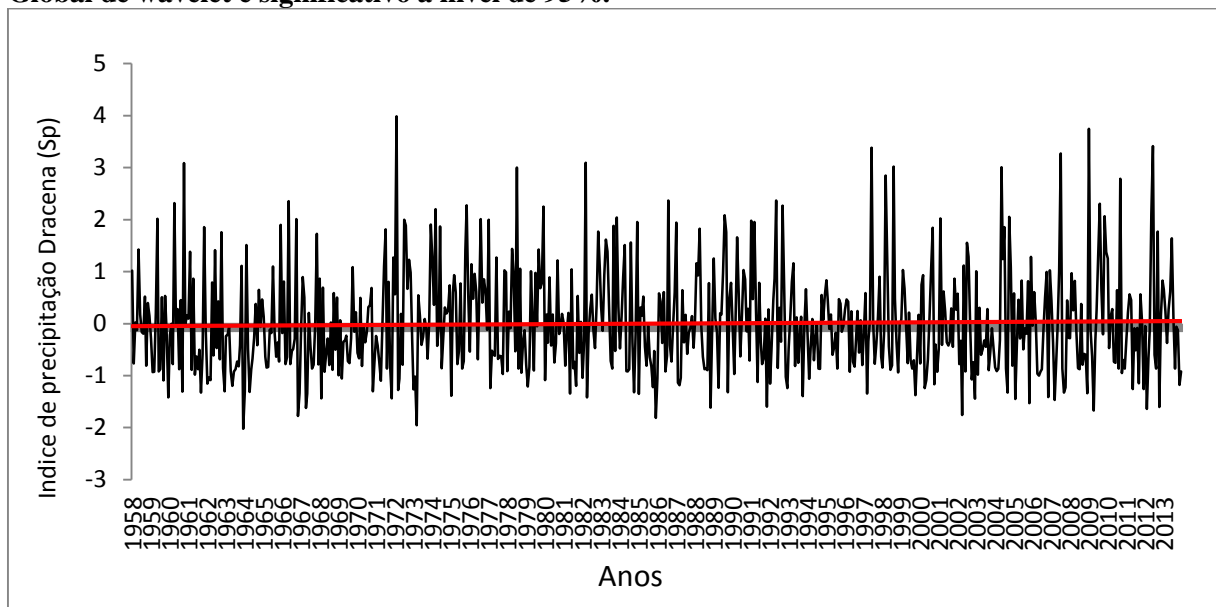
Fonte: Autor (2016).

A escala dominante que ocorreu de 1958 a 1993 (Figura 17b) na estação pluviométrica de Dracena foi à escala de 22 anos que está ligada a ODP (MANTUA et al., 1997). Foram observadas as escalas de 11 anos, predominando no período de 1975 a 1998, a escala de 2-7 anos e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

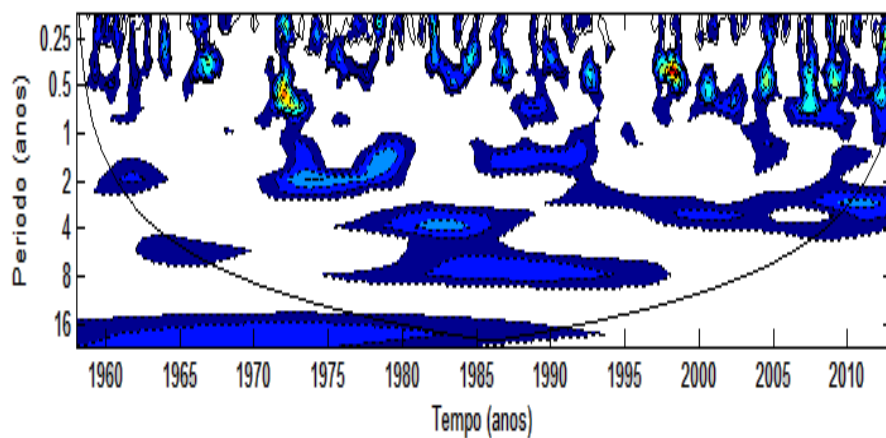
Os anos de 1978, 1982 e 1998 apresentaram elevado índice de precipitação (Figura 17a) que estão associadas à interação das escalas de 22 anos, de 11 anos, de 2-7 anos e escala de

0,25-0,5 anos. Nos anos de 1972 e 1998 foi possível notar uma maior intensidade na escala sazonal (Figura 17b). Para estes anos citados o sinal ENOS se manifestou como ano de El Niño (WOLTER e TIMLIN, 1998; NOAA, 2016), o ciclo de manchas solares estava fase de aumento de atividade solar (ARAYA et al., 2000; NJAU, 2006). A associação das diferentes escalas induziram a ocorrência do aumento do índice de Precipitação resultando em anos chuvosos, como também afirmados nos trabalhos de Rockwood e Maddox (1988), Da Silva (2009) e Silva e Da Silva (2016).

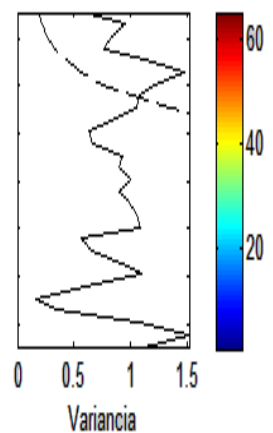
Figura 17- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Dracena (Prp; b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

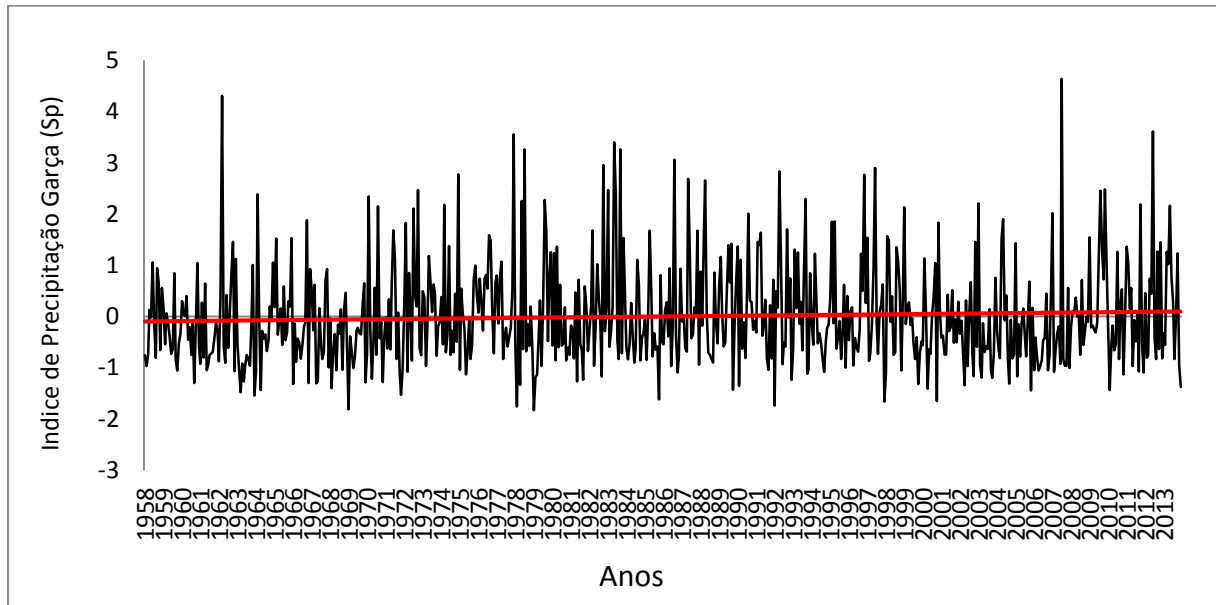


(c)

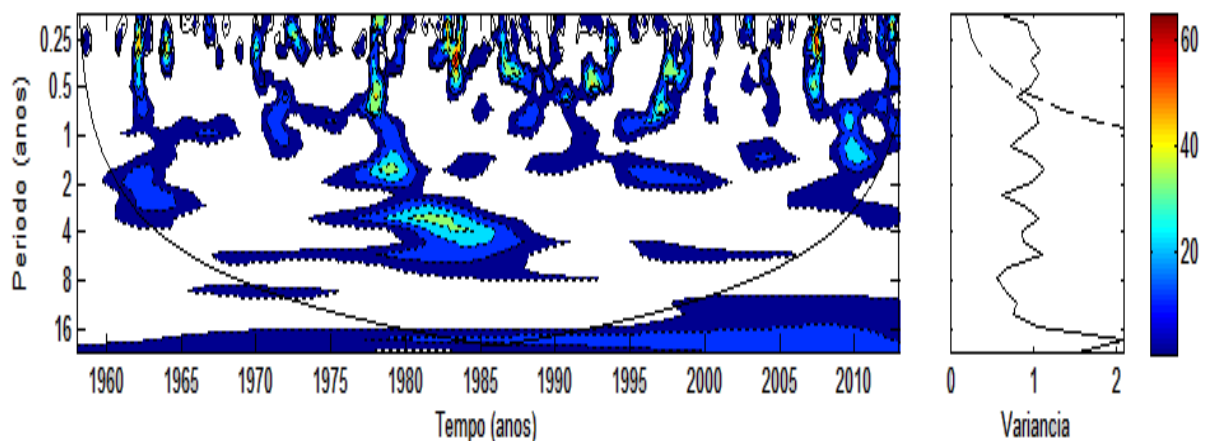
Fonte: Autor (2016).

Na estação pluviométrica de Garça (Figura 18) o pico dominante na escala de 22 anos mostrou-se presente em toda a série (Figura 18b). As demais escalas notadas no espectro de energia local foram as escalas de 11 anos que predominou de 1965 à 1975 e 1998 à 2013, de 2–7 anos mostrando-se mais intensa entre 1975 à 1985 e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

Figura 18- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Garça (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

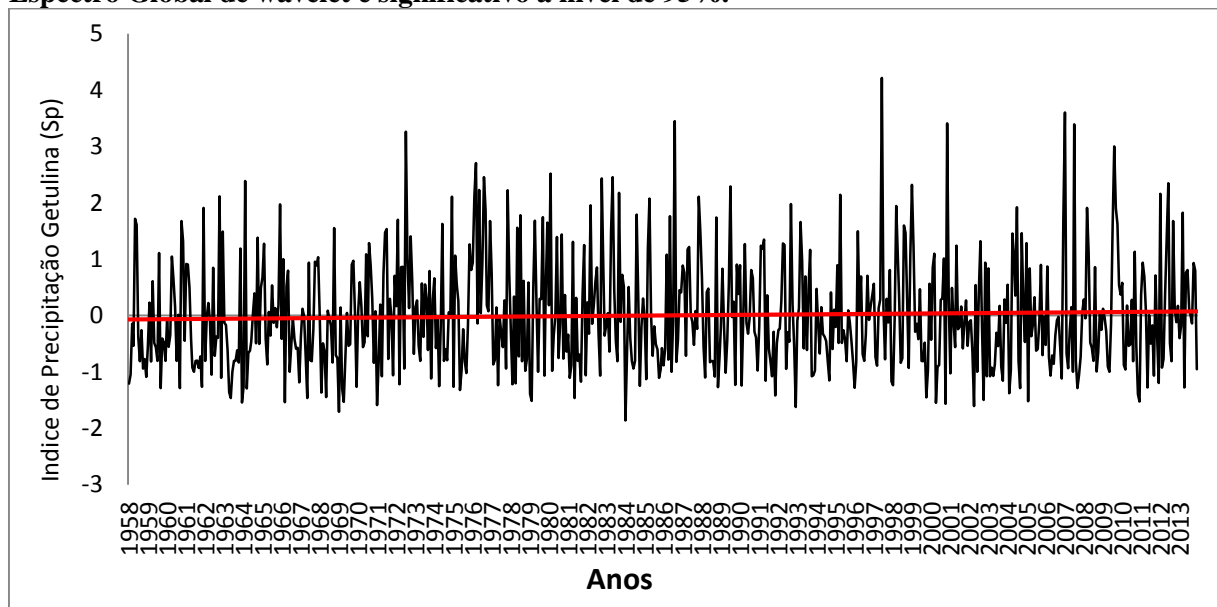
Fonte: Autor (2016)

Foram observadas anomalias positivas de precipitação para os anos de 1962, 1978, 1983, 1987, 1992 e 1998 (Figura 18a) que estão relacionados com a associação das escalas temporais de 22 anos e 2-7 anos (ODP e ENOS). Para os anos de 2007 e 2012 notou-se a interação de todas as escalas incluindo a escala de 11 anos. Em todos esses anos a escala sazonal de 0,25-

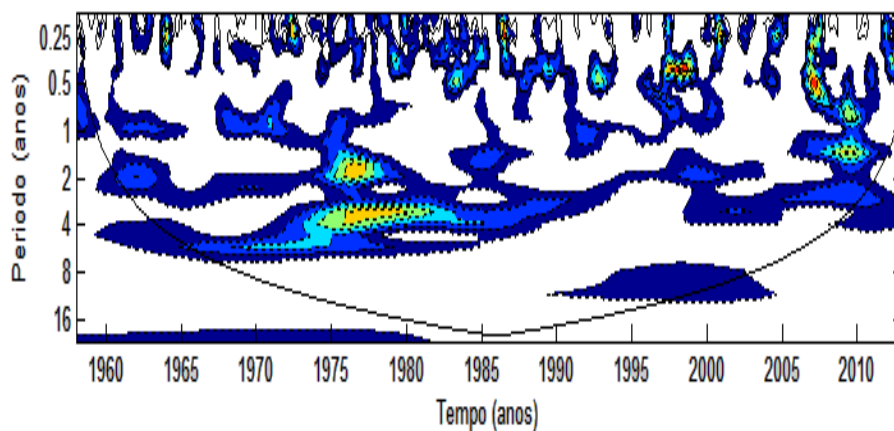
0,5 anos se apresentou mais intensa e segundo Wolter e Timlin (1998) todos os anos citados foram anos de El Niño e ano normal em 1962.

Na estação pluviométrica de Getulina (Figura 19) o pico dominante na escala de 22 anos foi observado no espectro de energia local ocorrendo entre 1958 à 1981 (Figura 19b). Também foram observadas as presenças das escalas de 11 anos, entre o período de 1990 a 2004, e de 2–7 anos, predominante em toda a série, porém com intensidade maior entre 1970 à 1984, e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

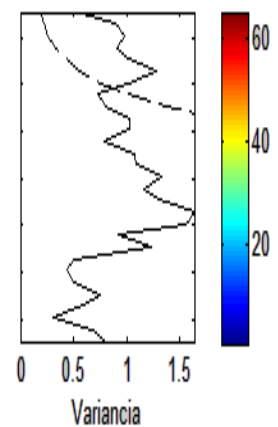
Figura 19- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Getulina (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)



(c)

Fonte: Autor (2016).

Índices positivos de precipitação associados às interações das escalas temporais (Figura 19b) de 22 anos, de 2-7 anos e de 0,25-0,5 anos foram notados nos anos de 1964, 1972 e 1976; das escalas de 2-7 anos e de 0,25-0,5 anos para os anos de 1986, 2007, 2008, 2009 e 2010; e de todas as escalas, incluindo a de 11 anos, para os anos de 1998 e 2000. Conforme estudado por Gershunov e Barnett (1998) a associação de escalas de mesmos sinais resultam em anomalias positivas de precipitação contribuindo para a ocorrência de eventos extremos. Resultados similares também apresentados por Costa e Da Silva (2015) e Silva e Da Silva (2016).

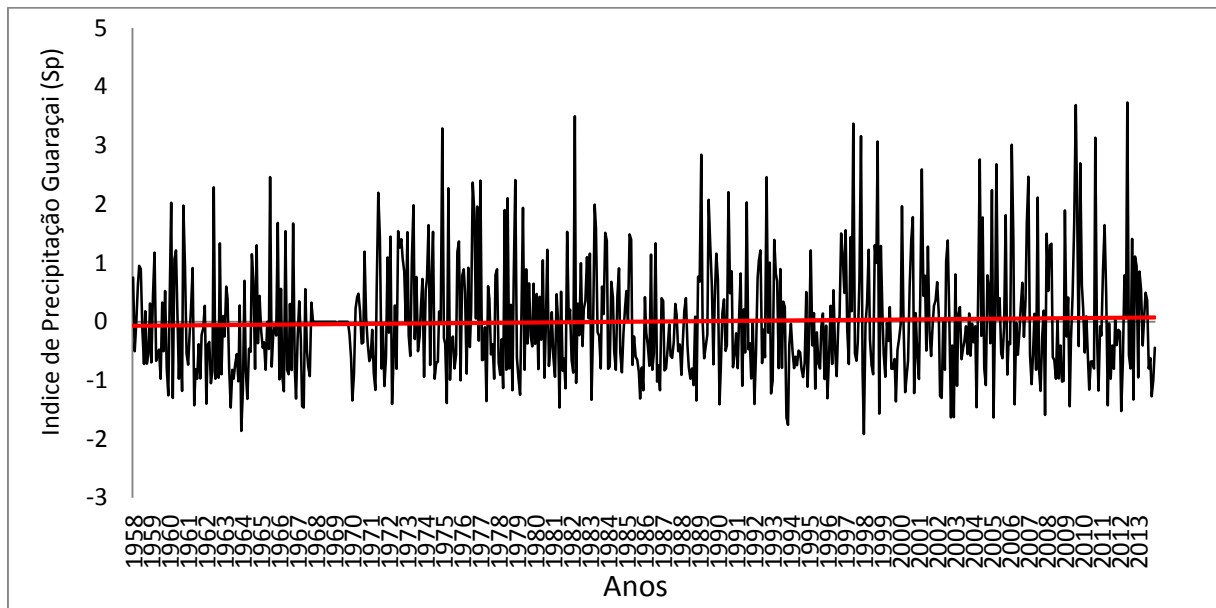
A escala de 22 anos observada no espectro de energia local no período de 1958 a 1992 (Figura 20b) apresentou-se como sendo a dominante para a estação pluviométrica de Guaraçaí, porém sem significância estatística (Figura 20c). As escalas secundárias atuantes foram a escala de 11 anos, ocorrendo entre o período de 1973 a 2006, a escala de 2-7 anos, entre 1958 à 1982 e 1988 à 2013, e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

No intervalo entre 1968 à 1970 houve falha de dados de precipitação disponível na estação pluviométrica de Guaraçaí, sendo necessária a aplicação de médias normalizadas já que se trata do índice de prp, para não subestimar ou superestimar os resultados.

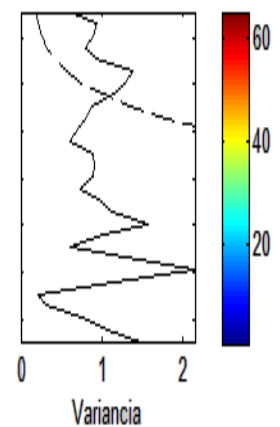
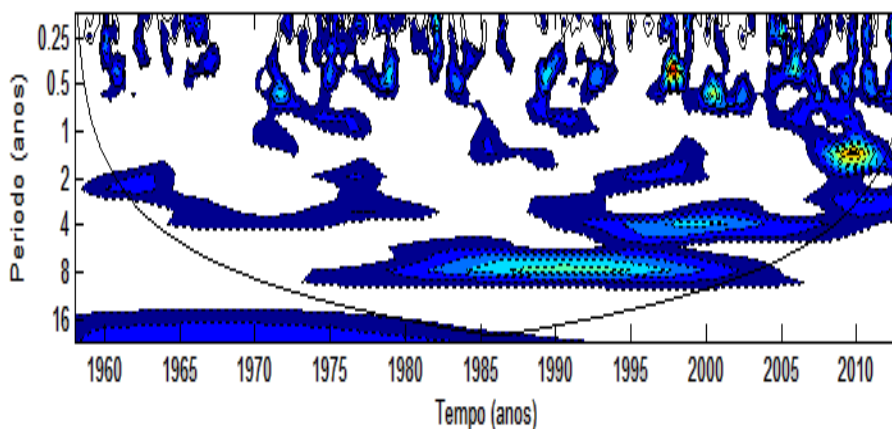
Nos anos de 1975, 1982, 1989, 1997, 2009 e 2012 observou-se altos índices de precipitação (Figura 20a), caracterizado pela associação das escalas temporais. No ano de 1997 a escala de 0,25-0,5 anos apresentou-se mais intensa e nos anos de 2009 e 2012 a escala de 2-7 anos foram mais intensas, contribuindo também para a elevação do índice de precipitação.

Os anos de 1964 e 1994 apresentaram anomalias negativas de precipitação que está relacionado com a ausência da escala sazonal e devido à falta de associação das escalas temporais para o ano de 1964, e à associação das escalas temporais de sinais opostos para o ano de 1994.

Figura 20- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Guaraçai (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet , o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

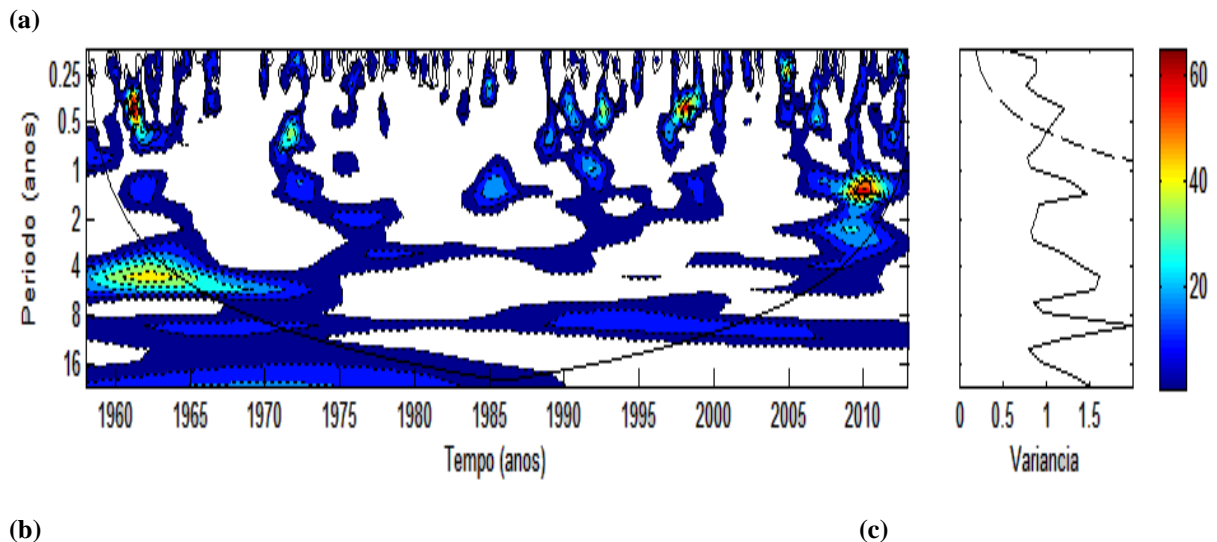
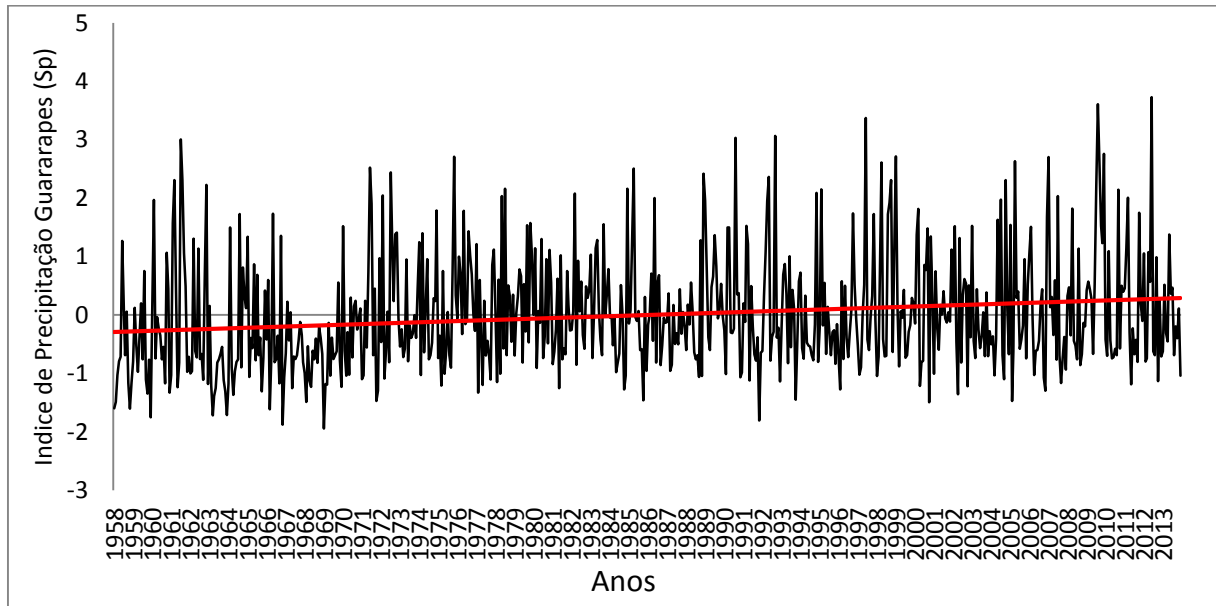
Fonte: Autor (2016).

Na estação pluviométrica de Guararapes (Figura 21) o pico dominante na escala de 22 anos ocorreu no período de 1958 a 1989 (Figura 21b). Foram verificadas a presença das escalas de 11 anos, de 2-7 anos e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos, que se mostraram presentes em toda a série.

Os maiores índices de precipitação foram notados nos anos de 1961, 1975, 1985, 1990, (Figura 21a) associados a interação de todas as escalas temporais. Sinais intensos na escala sazonal pode ser observada no espectro de energia local (Figura 21b) nos anos de 1961 e 1997 e na escala de 2-7 anos para o ano de 2009.

Picos negativos de precipitação foram observados nos anos de 1963, 1964, 1967, 1969, 1986 e 1992 (Figura 21a) que estão relacionados com a interação das escalas de 22 anos, 11 anos e 2-7 anos, com sinais opostos que desfavorece o aumento do índice de precipitação causando anos secos, devido principalmente à ausência ou enfraquecimento da escala sazonal.

Figura 21- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Guararapes (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.

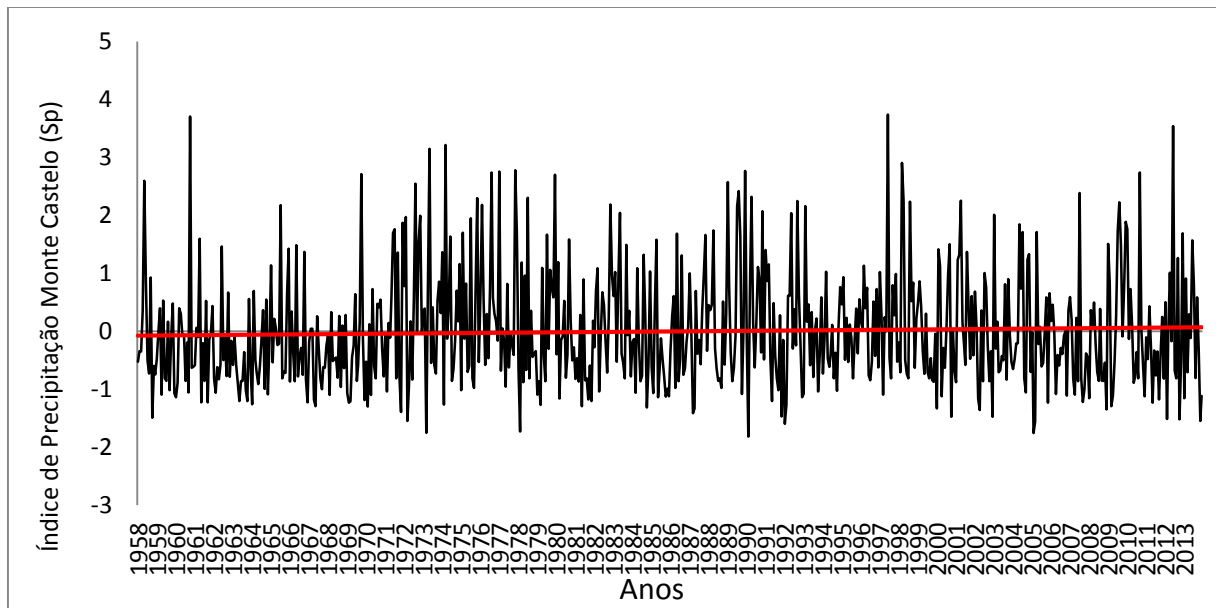


Fonte: Autor (2016).

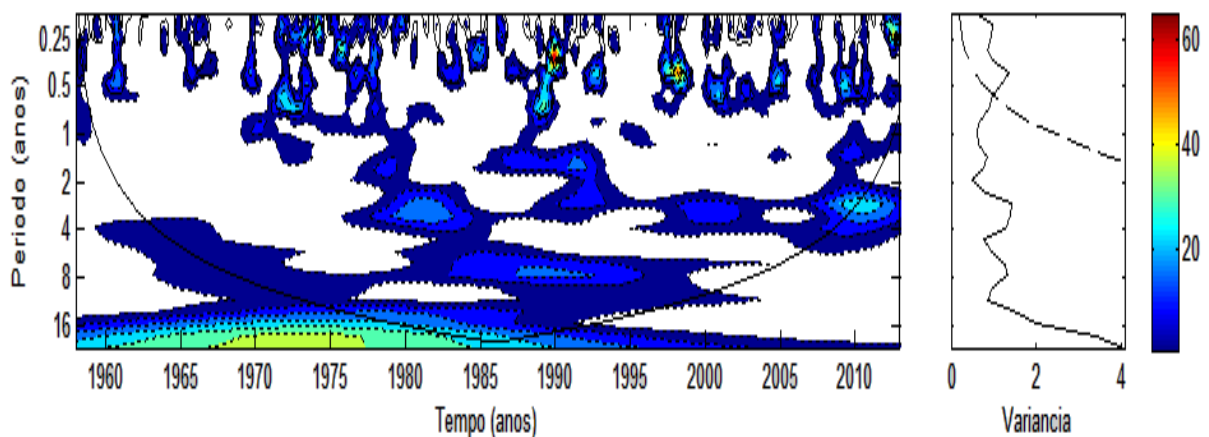
A escala de 22 anos é a dominante na estação pluviométrica de Monte Castelo (Figura 22) que se manteve persistente em todo o período no espectro de energia local (Figura 22b). A escala de 11 anos foi observada no período de 1964 a 2004, também foram observadas a escala de 2-7 ocorrendo de 1960 à 2013 e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

A associação das escalas com sinais opostos pode ser observada nos anos de 1973, 1978, 1990 e 2005 (Figura 22a) nos quais anomalias negativas de precipitação são observadas. No ano de 2005 a escala de 11 anos permaneceu ausente e o ENOS apresentou como ano normal (WOLTER e TIMLIN, 1998; NOAA, 2016) contribuindo para o enfraquecimento da escala sazonal.

Figura 22- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Monte Castelo (Prp; b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



(a)



(b)

(c)

Fonte: Autor (2016)

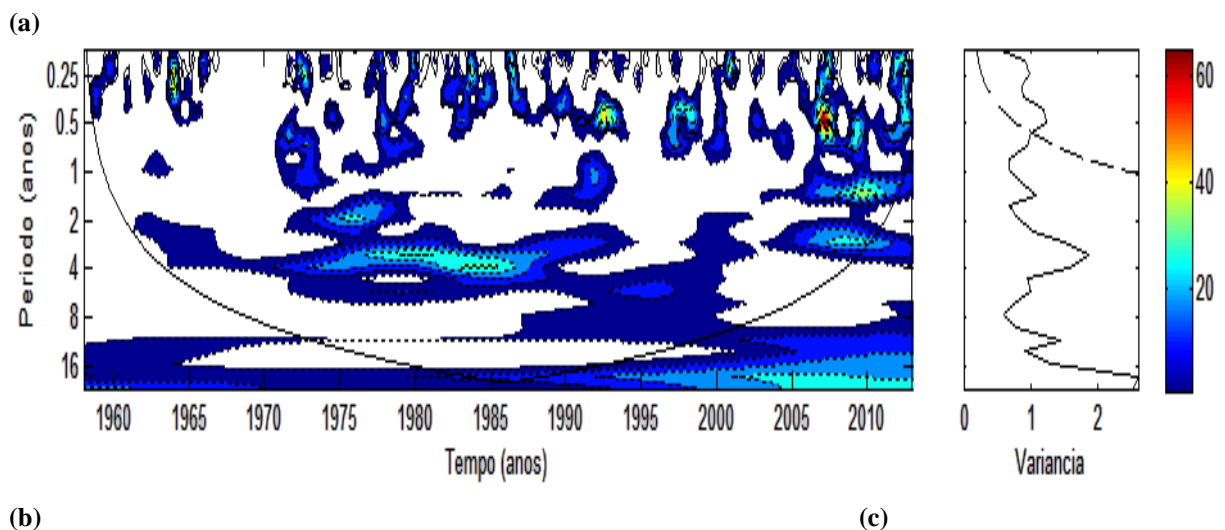
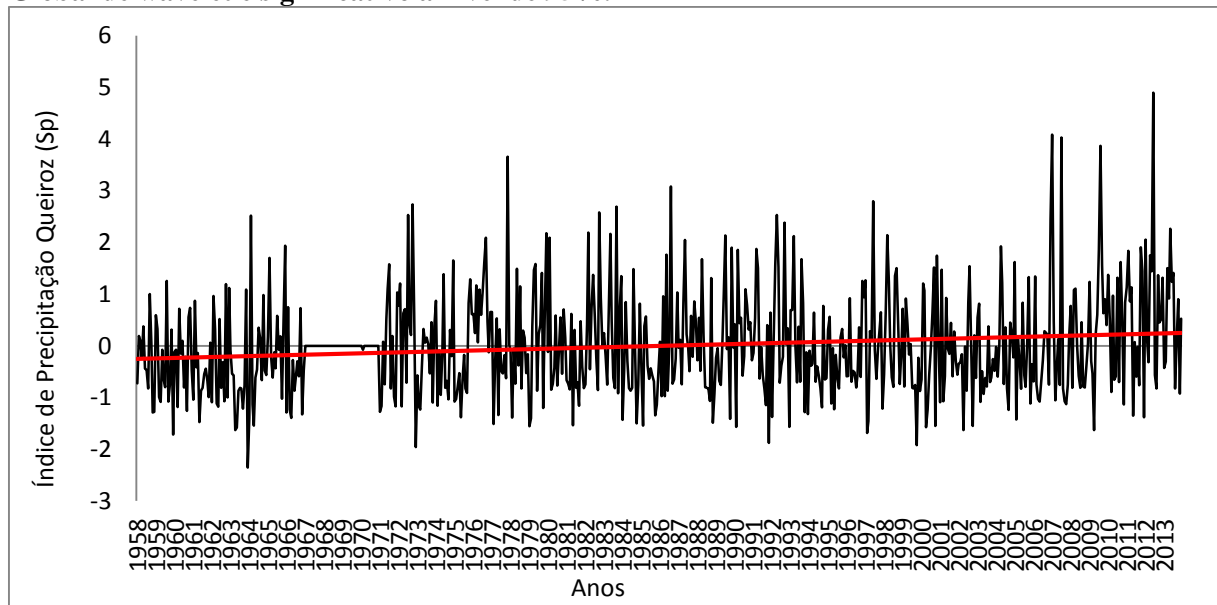
Nos anos de 1960, 1970, 1974, 1998 e 2012 elevados índices de precipitações foram notados na estação pluviométrica de Monte Castelo, devido à associação de todas as escalas temporais. Nos anos de 1960 e 2012, por exemplo, notou-se a ausência da escala de 11 anos,

entretanto ocorreu a interação através das escalas de 22 anos, de 2-7 anos e da escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

No período de 1968 à 1978, quando a escala dominante de 22 anos se mostrou mais intensa, as anomalias positivas de precipitação tornaram-se mais frequentes (Figura 22b), percebendo subsequentes picos elevados de precipitação.

Na estação pluviométrica de Queiroz a escala dominante de 22 anos apresentou presente em todo o período da série (Figura 23b), mas sem apresentar significância estatística (Figura 23c). Foram constatadas também as escalas de 11 anos que se mostrou persistente em toda a série, de 2-7 anos ocorrendo de 1963 à 2013 e a escala sazonal de 0,25-0,5 anos.

Figura 23- a) Índice de Precipitação para Estação pluviométrica de Queiroz (Prp); b) Espectro de Energia local para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro Global de Wavelet, o contorno tracejado indica que o Espectro Global de wavelet é significativo a nível de 95%.



Fonte: Autor (2016).

No intervalo entre 1967 à 1971 (Figura 23a) houve falha de dados de precipitação disponível na estação pluviométrica de Queiroz, sendo necessária aplicação de médias normalizadas já que se trata do índice de prp, para não subestimar ou superestimar os resultados.

Foram observadas anomalias negativas de precipitação na estação pluviométrica de Queiroz devido ao enfraquecimento da escala sazonal, causado pela falta de interação das escalas temporais para os anos de 1963, 1973 e 1982 e pela associação das escalas temporais com sinais oposto em 1992 e 2000.

A união das escalas temporais pode ser observada no Espectro de Energia Local (Figura 23b) influenciando no aumento do índice de precipitação nos anos de 1978, 1987, 1997/98, 2007, 2009 e 2012 (Figura 23a). Tem-se como exemplo o ano de 2007, quando associaram-se as escalas de 22 anos ligadas à ODP, de 11 anos relacionadas ao ciclo de manchas solares, de 2-7 anos relacionada ao ENOS e a escala sazonal, que se mostrou mais intensa.

A escala dominante de 22 anos se apresentou mais intensas no período de 2002 a 2013 (Figura 23b), no qual é possível observar uma maior frequência de anomalias positivas de precipitação dentro deste período (Figura 23a). A união das escalas temporais promove altos índices de precipitação, respaldando os resultados encontrados por Rockwood e Maddox (1988), Gershunov e Barnett (1998), Da Silva (2009) e Silva e Da Silva (2016).

5.2- Análises de Tendências Climáticas

Na Bacia hidrográfica do Rio do Peixe foram detectadas tendências de aumento nas precipitações em todas as estações pluviométricas analisadas (Tabela 05). Estas tendências positivas de precipitação significam que as chuvas que ocorreram vêm aumentando gradativamente ao longo do tempo e este comportamento tende continuar, visto que se trata de tendência. Em Adamantina, por exemplo, em todo o período de 55 anos, a precipitação aumentou 2,04 mm enquanto para Presidente Venceslau o aumento na precipitação foi de 5,17 mm. Na aplicação do Teste de T-Student a estação pluviométrica de Emilianópolis foi à única que não apresentou significância estatística em sua tendência de aumento.

Tabela 05- Tendências encontradas nas séries de precipitação da B.H. do Rio do Peixe usando o Teste de Mann-Kendall e o teste de significância de T-Student ao nível de 95%

Cidades da Bacia hidrográfica do Rio do Peixe	Tendências de Precipitação por Mann-Kendall (mm)	Teste de Significância T-Student
Em todo o período		
Adamantina	2,04	Aumento – com significância estatística
Bastos	1,27	Aumento – com significância estatística
Echaporã	2,33	Aumento – com significância estatística
Emilianópolis	0,47	Aumento – sem significância estatística
Marília	3,57	Aumento – com significância estatística
Oswaldo Cruz	3,90	Aumento – com significância estatística
Pres. Prudente	1,67	Aumento – com significância estatística
Pres. Venceslau	5,17	Aumento – com significância estatística
Rancharia	2,84	Aumento – com significância estatística

Fonte: Autor (2017).

Para a Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí o teste de Mann-Kendall também indicou tendências crescentes nas precipitações em todas as estações analisadas (Tabela 06). A estação de Dracena apresentou um aumento de 1,20 mm na precipitação em toda a série de 55 anos e para Guararapes o aumento foi de 9,08 mm. No teste de T-Student todas as estações pluviométricas apresentaram significância estatística em suas tendências de aumento.

Tabela 06- Tendências encontradas nas séries de precipitação da B.H. do Rio Aguapeí usando o Teste de Mann-Kendall e o teste de significância de T-Student ao nível de 95%

Cidades da Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí	Tendências de Precipitação por Mann-Kendall (mm)	Teste de Significância T-Student
Em todo o Período		
Castilho	2,14	Aumento – com significância estatística
Clementina	5,17	Aumento – com significância estatística
Dracena	1,20	Aumento – com significância estatística
Garça	2,84	Aumento – com significância estatística
Getulina	1,82	Aumento – com significância estatística
Guaraçaí	2,29	Aumento – com significância estatística
Guararapes	9,08	Aumento – com significância estatística
Monte Castelo	1,76	Aumento – com significância estatística
Queiroz	7,34	Aumento – com significância estatística

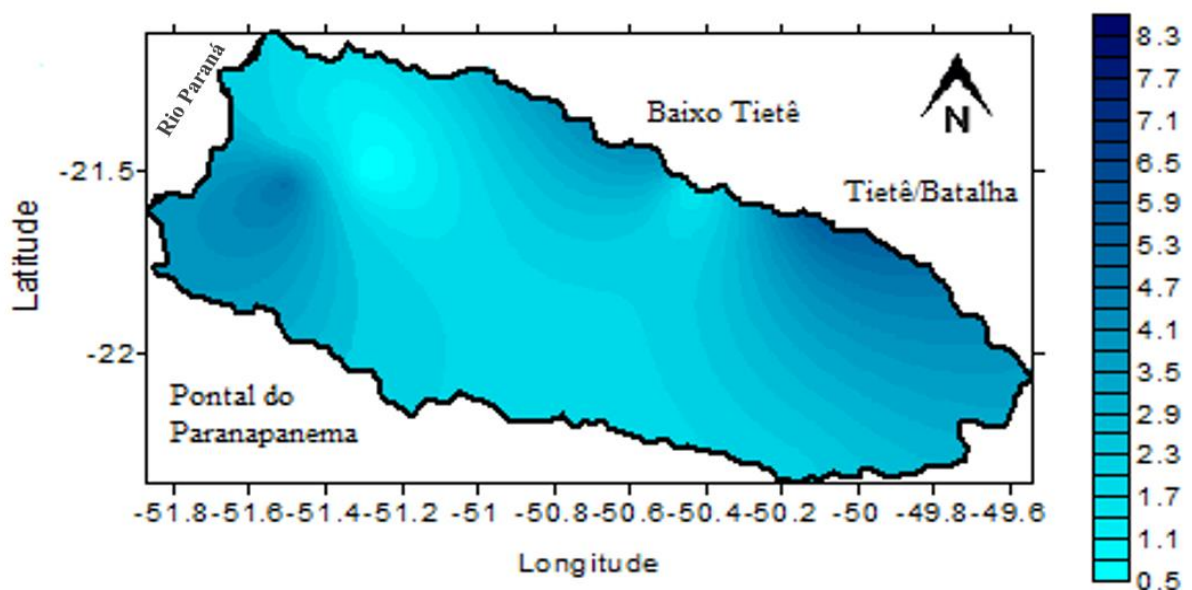
Fonte: Autor (2017).

A crescente demanda por recursos naturais, especialmente os recursos hídricos, associado ao crescimento populacional, provoca uma necessidade cada vez maior de água para o desenvolvimento econômico e social da região. Por esse motivo, as tendências de aumento de precipitação contribuem para uma melhor distribuição e disposição de água nas Bacias hidrográficas Aguapeí-Peixe, pelo fato das tendências serem positivas em toda área, inclusive na cabeceira das Bacias, lugar em que se situa a cidade de Garça, região no qual se encontram a nascente do Rio do Peixe e a nascente do Rio Tibiriçá, afluente do Rio Aguapeí.

No estudo de Haylock et al. (2006) foram observadas tendências crescentes de precipitação na maior parte do SEB e SB no período de 1960-2000, concordando com os trabalhos de Groissman et al. (2005) e Sansigolo e Kayano (2010), fato que corrobora com os resultados obtidos neste trabalho.

Haylock et al. (2006) constataram que a região SEB e SB do Brasil estão experimentando um aumento na intensidade de eventos extremos, que acarreta aumento no número consecutivos de dias chuvosos e diminui o número consecutivo de dias secos. Marengo (2008) associa essa maior frequência de eventos extremos com o controle que a ZCAS e os JBN exerce nas escalas intra-sazonais e interanuais. Já Carvalho et al. (2004) observaram um maior número de eventos extremos durante anos de El Niño, nos quais, afetam diretamente a intensidade da ZCAS. Em geral, as Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe encontra-se em uma área vulnerável à ocorrência de eventos climáticos extremos.

Figura 24. Distribuição das tendências de precipitação nas B.H. Aguapeí-Peixe (SP).



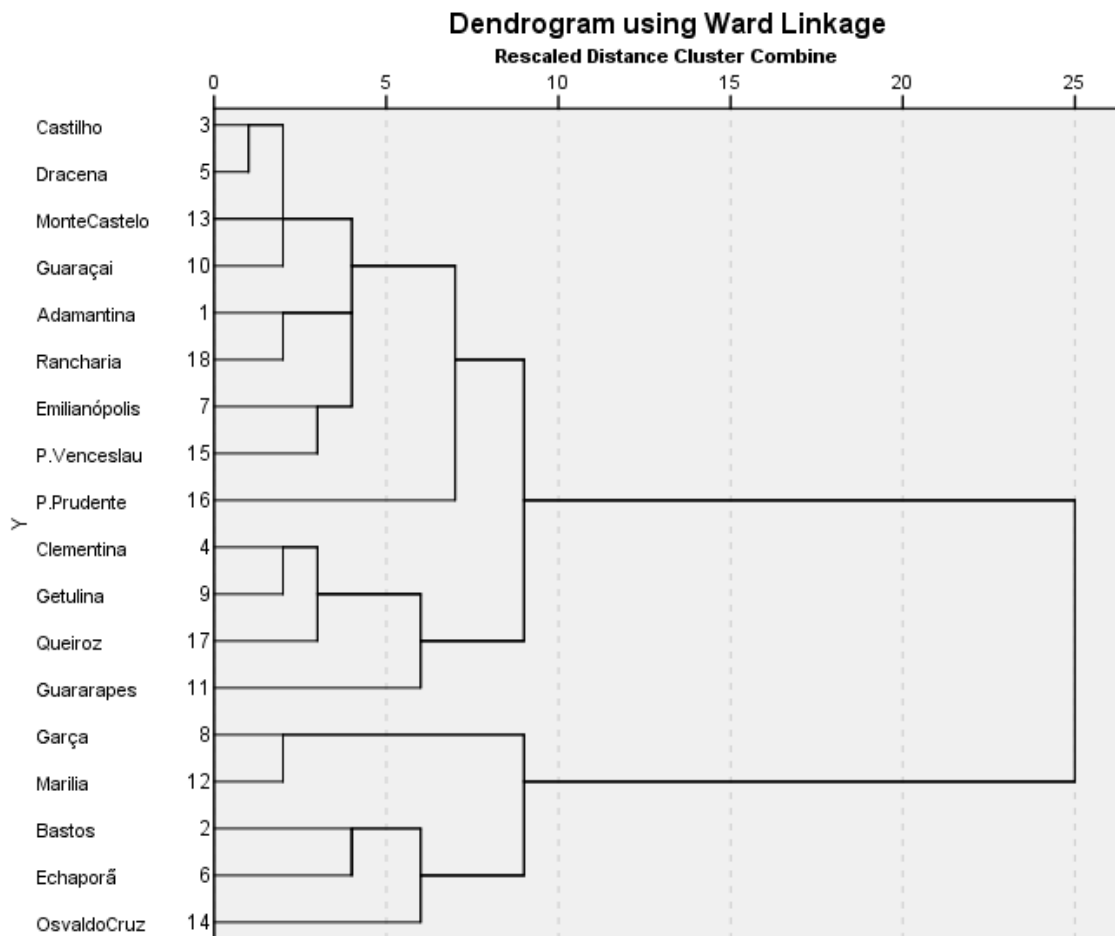
Fonte: Autor (2017).

Na distribuição espacial de tendências positivas da Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe (Figura 24), a foz do Rio do Peixe localizada a sudoeste da Bacia hidrográfica apresentou tendências crescentes mais acentuadas se comparado ao noroeste da Bacia onde se encontra a foz do Rio Aguapeí. Portanto, a implementação de planos que visam o gerenciamento de recursos hídricos da Bacia hidrográfica do Rio Aguapeí-Peixe torna-se mais necessária na região onde se encontra a foz do Rio Aguapeí em consequência dos baixos valores apresentados de tendências crescentes de precipitação.

5.3- Análise de Agrupamento (Cluster Analysis)

No dendograma (Figura 25), o eixo das abcissas indica a distância euclidiana e o eixo das ordenadas está distribuído às estações. Na medida em que a distância euclidiana aumenta, o nível de semelhança no comportamento entre séries temporais diminuem.

Figura 25 – Dendograma das Bacias hidrográficas Aguapeí-Peixe.



Fonte: autor (2017)

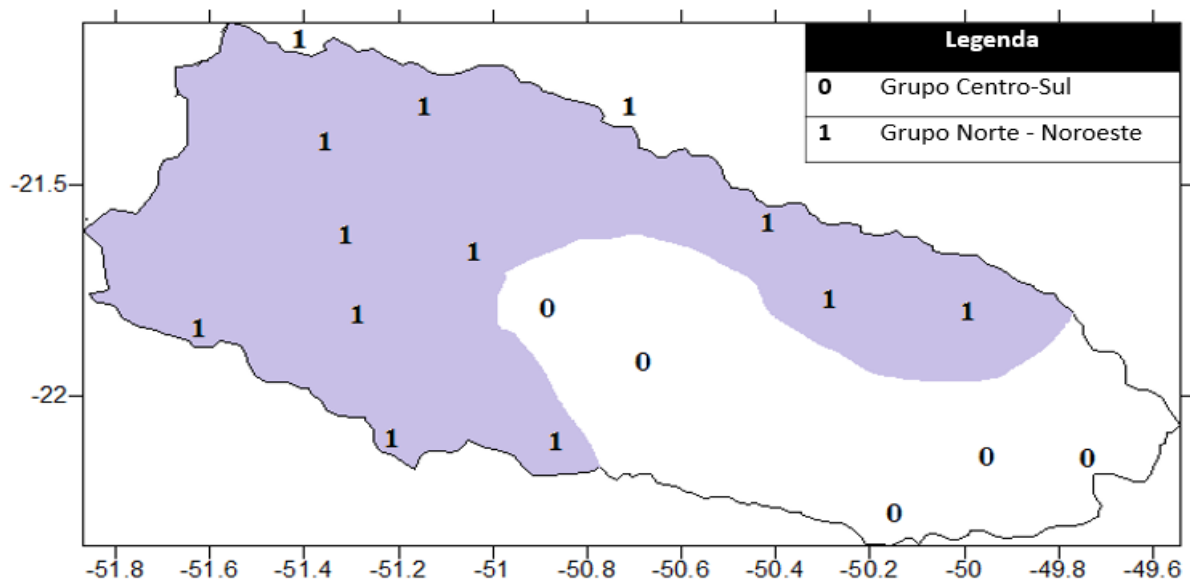
Foram identificadas as estações pluviométricas que tem comportamento semelhante entre suas séries temporais nas Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí-Peixe que são as estações

3 (Castilho) e 5 (Dracena), sendo as únicas a apresentarem semelhança direta entre si, porém apresentaram uma moderada semelhança com as estações 13 (Monte Castelo) e 10 (Guaraçai). Do mesmo modo, as estações 1 (Adamantina) e 18 (Rancharia) e as estações 7 (Emilianópolis) e 15 (P. Venceslau) demonstraram semelhança não tão direta entre si e também com as estações 13 e 10. A estação 16 (P. Prudente) apresentou-se de forma isolada uma semelhança não tão direta com as estações citadas anteriormente formando assim o sub grupo 1.

O subgrupo 2 formados pelas estações 4 (Clementina), 9 (Getulina), 17 (Queiroz) e 11 (Guararapes) apresentou semelhança não tão direta com o subgrupo 1, a junção desses dois subgrupos formam um conjunto de estações pluviométricas denominado grupo 1.

Outro grupo denominado grupo 2 é composto pelas estações que formam o agrupamento e tem semelhança não tão direta das estações 8 (Garça), 12 (Marília), 2 (Bastos), 6 (Echaporã) e 14 (Osvaldo Cruz). Analisando o dendrograma observou-se que os dois grupos se assemelham indiretamente, uma vez que apresentaram uma maior distância euclidiana entre eles; deste modo, nas Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe há 2 grupos climáticos homogêneos e 3 sub-grupos conforme figura 26 abaixo.

Figura 26 – Espacialização dos grupos climáticos homogêneos nas Bacias hidrográficas Aguapeí-Peixe (SP).



Fonte: Autor (2017)

O conhecimento dos grupos homogêneos nas Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e do Rio do Peixe contribui de maneira essencial com o gerenciamento de recursos hídricos. Uma vez que essas estações apresentaram o mesmo comportamento climático facilitando a compreensão espacial da precipitação. A presença de áreas homogêneas simplifica a aplicação

de medidas em casos de cheias ou secas, além de auxiliar nas atividades agrícolas, armazenamento de água e energia para a região.

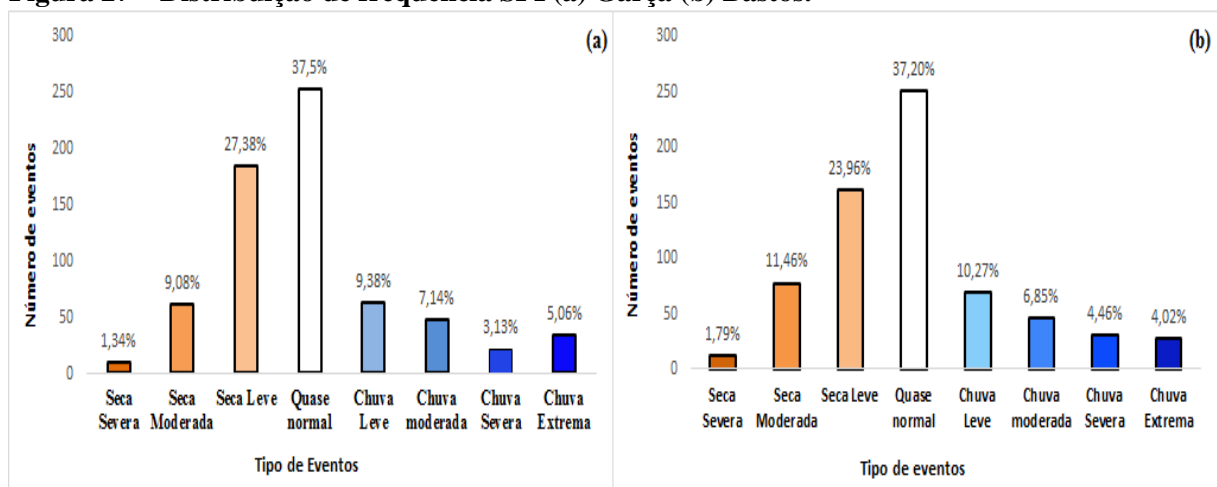
5.4- Aplicação do Índice de precipitação Normalizada

Na quantificação e caracterização dos eventos extremos na Bacia Hidrográfica Aguapeí-Peixe, através da aplicação do índice de SPI, os resultados mostraram que os eventos de secas foram os mais frequentes em todas as séries analisadas, em média, com 37,4% dos eventos extremos; todavia os anos normais totalizaram, em média 36,7%, respaldando os trabalhos de Barra et al. (2002); Macedo et al. (2010), e Santos et al. (2017).

Na análise de distribuição de frequência do SPI para Garça (Figura 27a), observou-se 9 ocorrências de seca severa, 61 de seca moderada e 184 de seca leve; totalizando 254 eventos, que corresponde a 37,8% dos eventos, contudo não houve registro de seca extrema (valores de SPI $< -2,0$). Na distribuição de eventos de chuvas foram notados 63 episódios de chuva leve, 48 de chuva moderada, 21 de chuva severa e 34 de chuva extrema; totalizando 166 ocorrências que corresponde a 24,7% dos eventos.

Para a cidade de Bastos (Figura 27b) a distribuição de frequência do SPI quantificou 12 ocorrências de seca severa, 77 de seca moderada e 161 de seca leve; totalizando 250 ocorrências, que representa 37,2% dos eventos. Semelhante à Garça, não houve registro de seca extrema na estação pluviométrica de Bastos. Na distribuição de eventos de chuvas notou-se 69 ocorrências de chuva leve, 46 de chuva moderada, 30 de chuva severa e 27 de chuva extrema; um total de 172 episódios de eventos de chuvas, que totaliza 25,42%.

Figura 27 – Distribuição de frequência SPI (a) Garça (b) Bastos.



Fonte: Autor (2017)

O período mais longo de seca para Garça (Figura 27a) ocorreu entre dezembro/1967 a outubro/1969 persistindo por 23 meses, período este que associa-se a fase fria da Oscilação Decenal do pacífico (ODP) ocasionando a redução da precipitação segundo Molion (2005) e Prestes et al. (2010). Este período associa-se também a eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS), na mesma fase (La Niña 1967/68), reduzindo a precipitação (COSTA e DA SILVA, 2015) e em fases opostas (El Niño 1968/69) causando anomalias fracas e mal definidas de precipitação (GERSHUNOV e BARNETT, 1998; ANDREOLI e KAYANO, 2005; DA SILVA et al., 2012).

Já o maior período sequencial de chuvas foi verificado de outubro/1975 a abril/1977 permanecendo por 19 meses, em que verifica-se prevalência de anos de El Niño associado a fase quente da ODP, o que para o Sudeste do Brasil significa incremento de precipitação de acordo com Andreoli e Kayano (2005) e Kayano e Oliveira (2008).

A estação pluviométrica de Garça e a estação pluviométrica de Bastos pertencem ao mesmo grupo climático, ou seja, possuem comportamento semelhante em suas séries de precipitação, assim como as estações de Marília, Echaporã e Osvaldo Cruz (BONFIM e DA SILVA, 2017). Portanto, possui períodos sequentes de chuvas e secas similares à série temporal de Garça. O maior período contínuo de seca em Bastos ocorreu entre fevereiro/1968 a agosto/1969, já o período sequencial de chuvas ocorreu de outubro/1975 a outubro/1976, ambos os períodos foram menores quando comparados a estação de Garça.

Para as estações pluviométricas de Marília, Echaporã e Osvaldo Cruz foram identificados períodos semi prolongados de secas entre os anos de 1961 a 1964. Já o período sequencial de chuvas coincidiu com o período encontrado nas estações de Garça e Bastos.

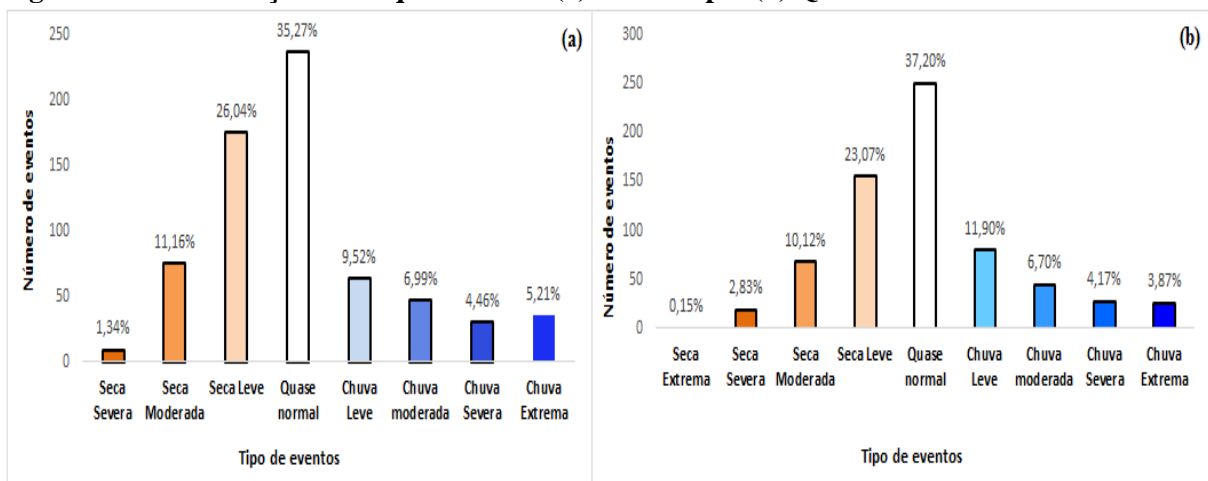
Os eventos de chuva extrema mais intensos para estação de Garça ocorreram em março/1962, maio/1983 e julho/2007 em que os valores de SPI ($>2,0$) foram superiores a 4. Esses picos com valores extremos de SPI também podem ser observados na estação de Bastos, Marília, Echaporã e Osvaldo Cruz em consequência da associação entre ENOS e ODP, na mesma fase (El Niño 1982/83), intensificando a precipitação, e também a atuação do ciclo de manchas solares em fase de aumento de atividade (ARAYA et al., 2000; MOLION, 2005; NJAU, 2006; COSTA e DA SILVA, 2015).

Para a cidade de Guararapes (Figura 28a), a distribuição de frequência do SPI quantificou 9 ocorrências de seca severa, 75 de seca moderada e 175 de seca leve, porém sem registro de seca extrema; totalizando 259 ocorrências, que corresponde a 38,54% dos eventos. Na distribuição de eventos de chuvas notou-se 64 ocorrências de chuva leve, 47 de chuva

moderada, 30 de chuva severa e 35 de chuva extrema; um total de 176 registros, equivalente a 26,2% dos eventos.

Na análise de distribuição de frequência do SPI para Queiroz (Figura 28b), observou-se 1 ocorrência de seca extrema, 19 ocorrências de seca severa, 68 de seca moderada e 155 de seca leve; totalizando 243 eventos, que corresponde a 36,16% dos episódios na estação de Queiroz. Na quantificação de eventos de chuvas foram apontados 80 episódios de chuva leve, 45 de chuva moderada, 28 de chuva severa e 26 de chuva extrema; totalizando 179 ocorrências, que representa 26,64% dos eventos.

Figura 28 – Distribuição de frequência SPI. (a) Guararapes (b) Queiroz.



Fonte: Autor (2017)

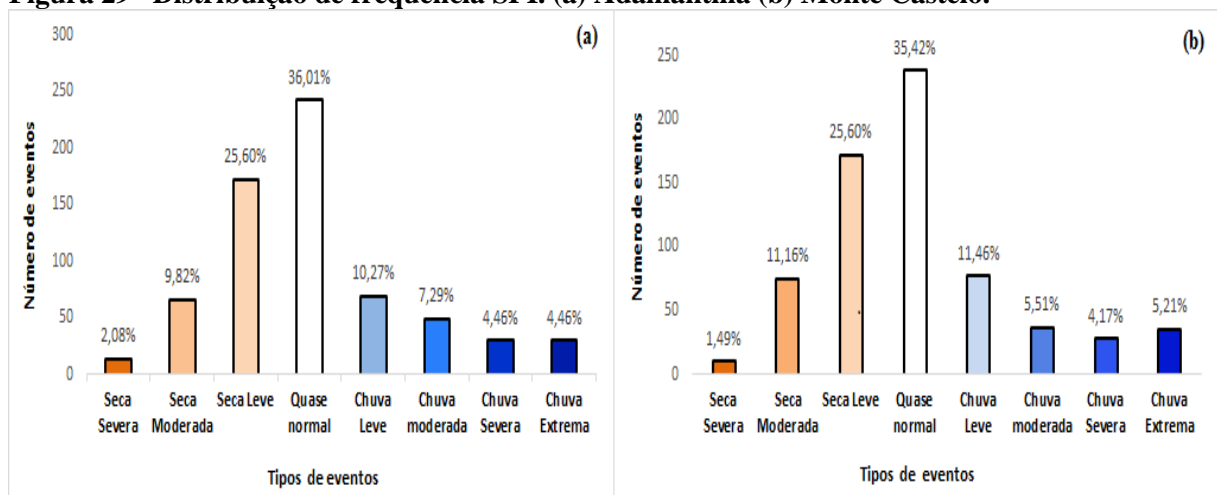
Para Guararapes observou-se um período prolongado de secas com duração de 35 meses, ocorrendo entre novembro/1966 a setembro/1969, coincidindo com a fase negativa da ODP, proporcionando redução na precipitação de acordo com Molion (2005) e Prestes et al. (2010). Já para Queiroz, que possui comportamento semelhante à Guararapes, do mesmo modo que as estações de Clementina e Getulina (BONFIM e DA SILVA, 2017), não foi possível observar este mesmo período prolongado de secas devido à falha de dados de precipitação disponível para esta estação. Porém foi possível identificar um período semi sequencial de secas entre maio/1994 a outubro/1996 presente também nas séries de Guararapes, Clementina e Getulina.

Os eventos de chuva extrema mais intensos encontrados nas estações de Guararapes e Clementina ocorreram em agosto/2009 e junho/2012 atingindo valores de SPI acima de 3,5. Já para a Getulina esses mesmos períodos apresentaram valores de SPI menores que 3, enquanto que para Queiroz as chuvas extremas foram mais intensas, atingindo valores de SPI próximos a 5 em junho/2012.

A distribuição de frequência do SPI para Adamantina (Figura 29a) apresentou um total de 37,5% de evento de secas, que corresponde a 252 registros. Dentro deste total observado não houve registro de secas extremas (valores de SPI $< -2,0$) foram observados 14 ocorrências de seca severa, 66 de seca moderada e 172 de seca leve. Os eventos de chuvas (valores de SPI $> 0,49$) demonstraram-se de menor frequência na estação de Adamantina quando comparado aos eventos de seca. Na distribuição de eventos de chuvas foram notados 69 episódios de chuva leve, 49 de chuva moderada, 30 de chuva severa e 30 de chuva extrema; totalizando 178 ocorrências que corresponde a 26,49% dos eventos.

Analisando a distribuição de frequência do SPI para Monte Castelo (Figura 29b), foram observadas uma maior frequência de eventos de secas em relação aos eventos de chuvas. Na quantificação dos eventos de secas notaram-se 10 ocorrências de seca severa, 75 de seca moderada e 172 de seca leve; totalizando 257 eventos, que corresponde a 38,24% de episódios de secas na estação de Monte Castelo. Já para os eventos de chuvas foram apontados 77 episódios de chuva leve, 37 de chuva moderada, 28 de chuva severa e 35 de chuva extrema; totalizando 177 ocorrências, que representa 26,34% dos eventos.

Figura 29– Distribuição de frequência SPI. (a) Adamantina (b) Monte Castelo.



Fonte: Autor (2017)

Em Adamantina constatou-se pouca ocorrência de períodos prolongados de secas ou chuvas anômalas. O período mais longo de seca ocorreu entre março/1967 a setembro/1969 persistindo por 31 meses. Período este que também pode ser nas estações de Monte Castelo, Rancharia e Guaraçaí em virtude das estações possuírem o mesmo comportamento climático (BONFIM e DA SILVA, 2017).

Este prolongamento de seca ocorrido nos anos de 1967 a 1969 que afetou as estações pluviométrica de Adamantina, Monte Castelo, Rancharia e Guaraçaí ocorreram em

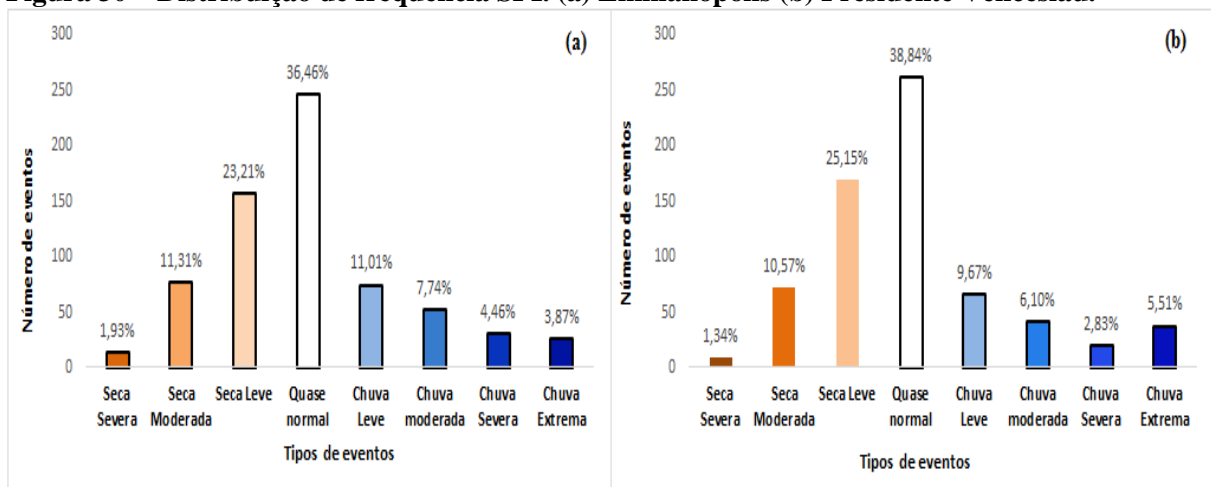
consequência da associação entre de ENOS e ODP, na mesma fase (La Niña 1967/68), reduzindo a precipitação (MOLION, 2005; COSTA e DA SILVA, 2015) e em fases opostas (El Niño 1968/69) causando anomalias fracas de precipitação (GERSHUNOV e BARNETT, 1998; ANDREOLI e KAYANO, 2005; DA SILVA et al., 2012).

Os eventos de chuva extrema mais intensos para estação de Monte Castelo ocorreram em outubro/1960, junho/1997 e Junho/2012, em que os valores de SPI ($>2,0$) foram superiores a 3,5 coincidindo com os valores e períodos encontrados nas estações de Adamantina, Rancharia e Guaraçá.

Para a cidade de Emilianópolis (Figura 30a), a distribuição de frequência do SPI quantificou 13 episódios de seca severa, 76 de seca moderada e 156 de seca leve, contudo não houve registro de seca extrema; totalizando 245 ocorrências, que corresponde a 36,46% dos eventos. Os eventos de chuvas foram distribuídos em 74 ocorrências de chuva leve, 52 de chuva moderada, 30 de chuva severa e 26 de chuva extrema; totalizando 182 episódios, equivalente a 27,08% dos eventos.

A distribuição de frequência do SPI para Presidente Venceslau (Figura 30b), apresentou uma maior frequência de eventos de seca, cerca de 37,05%, que corresponde a 249 registros; distribuídos em 9 eventos de seca severa, 71 de seca moderada e 169 de seca leve. Dentro deste total observado não houve registro de secas extremas (valores de SPI $<-2,0$). Na distribuição de eventos de chuvas (valores de SPI $>0,49$), foram notados 65 episódios de chuva leve, 41 de chuva moderada, 19 de chuva severa e 37 de chuva extrema; totalizando 162 ocorrências que corresponde a 24,11% dos eventos.

Figura 30 – Distribuição de frequência SPI. (a) Emilianópolis (b) Presidente Venceslau.



Fonte: Autor (2017)

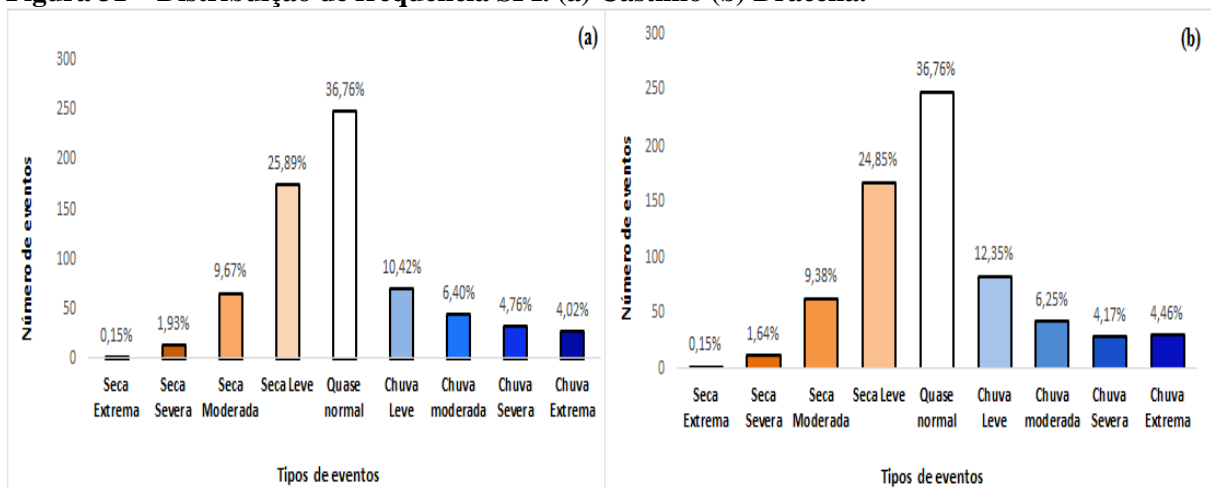
Na estação de Emilianópolis (Figura 30a), um período semi prolongado de chuvas ocorreu entre dezembro/1971 a dezembro/1974, podendo ser visto também na série temporal da estação de Presidente Venceslau (Figura 30b) entre Julho/1972 a março/1974, em razão de ambas estações possuírem o mesmo comportamento climático (BONFIM e DA SILVA, 2017). Este período chuvoso foi resultado da associação de um El Niño com a ODP em fase positiva, respaldando os trabalhos de Gershunov e Barnett (1998); Andreoli e Kayano (2005) e Costa e Da Silva (2015).

Um prolongamento de seca entre abril/1993 a dezembro/1994 com duração de 21 meses foi observado, tanto para a estação de Emilianópolis como para Presidente Venceslau. Os picos de precipitação extrema na estação de Emilianópolis ocorreram em junho/1997 e julho/2007 em que os valores de SPI ($>2,0$) foram superiores a 3,8. Já para estação de Presidente Venceslau os mesmos picos apresentaram valores de 4 e 4,5 respectivamente, mostrando-se mais intensa nesta estação.

Para a cidade de Castilho (Figura 31a), a distribuição de frequência do SPI quantificou 1 ocorrência de seca extrema, 13 de seca severa, 65 de seca moderada e 174 de seca leve; totalizando 253 ocorrências, que corresponde a 37,65% dos eventos de secas. Na distribuição de eventos de chuvas notou-se 70 ocorrências de chuva leve, 43 de chuva moderada, 32 de chuva severa e 27 de chuva extrema; um total de 172 registros, equivalente a 25,6% dos eventos.

Na análise de distribuição de frequência do SPI para Dracena (Figura 31b), observou-se 1 ocorrência de seca extrema, 11 ocorrências de seca severa, 63 de seca moderada e 167 de seca leve; totalizando 242 eventos, que corresponde a 36,01% dos episódios na estação de Dracena. Na quantificação de eventos de chuvas foram apontados 83 episódios de chuva leve, 42 de chuva moderada, 28 de chuva severa e 30 de chuva extrema; totalizando 183 ocorrências, que representa 27,23% dos eventos.

Figura 31 – Distribuição de frequência SPI. (a) Castilho (b) Dracena.



Fonte: Autor (2017)

O maior período de seca ocorrido na estação de Castilho foi entre abril/1967 a dezembro/1969 com duração de 30 meses, já para Dracena não foi possível identificar períodos de secas prolongados como também mostrados nos trabalhos de Macedo et al. (2010) e Santos et al. (2017). Porém um período de chuvas sequenciais foi observado em ambas às estações entre outubro/1975 a dezembro/1976.

Os picos de precipitação extrema na estação de Castilho ocorreram em fevereiro/1972 e agosto/1990 em que os valores de SPI ($>2,0$) foram superiores a 3,9. Já para estação de Dracena os mesmos picos de precipitação apresentaram valores de SPI inferiores à estação de Castilho.

6. CONCLUSÕES

As análises das Ondaletas sugeriram suas causas climáticas evidenciando a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) como a escala dominante na precipitação da Bacia hidrográfica, além da influência das escalas sazonal, ENOS e Ciclo de Manchas Solares.

Os anos com índices de precipitação elevada são caracterizados pela associação de diferentes escalas temporais, como também a falta delas relaciona-se com os anos de baixos índices pluviométricos.

As alterações de tendências climáticas mostraram-se crescentes em todos os pontos analisados da Bacia hidrográfica Aguapeí-Peixe, evidenciando um aumento na demanda hídrica da mesma podendo suprir as necessidades do desenvolvimento econômico e da população.

Contudo os valores das tendências se apresentaram diferentes para cada região da Bacia hidrográfica, os menores valores foram observados a noroeste da Bacia, onde se localiza a foz do Rio Aguapeí, indicando uma maior necessidade de adoção de planos de gestão hídrica para o noroeste da região.

As estações pluviométricas de Castilho e Dracena foram as únicas a apresentar semelhança direta nas séries de precipitação dentro Bacia Hidrográfica Aguapeí-Peixe. No geral, a bacia é composta por 3 subgrupos com comportamento não tão semelhantes nas séries de precipitação e 2 grupos climáticos homogêneo com semelhança indireta entre eles, o que contribui para a implementação de gestão hídrica e agrícola na região.

Em todos os pontos analisados da Bacia hidrográfica Aguapeí-Peixe foi constatada uma maior frequência de eventos de secas, contudo, a ocorrência de eventos chuvosos se mostrou mais intenso. Além disto, é importante salientar que os eventos chuvosos e secos aqui avaliados, estavam associados com a variabilidade climática ocorrido no Oceano Pacífico (ODP e ENOS).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, M. L. Climatologia da estação chuvosa de Minas Gerais: De Nimer (1977) à Zona de Convergência do Atlântico Sul. Belo Horizonte. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, v. 6, p. 9-16, 1999.
- Agência Nacional das Águas (ANA) – **Os Efeitos das Mudanças Climáticas para os Recursos Hídricos: Desafio para a Gestão**. Brasília, p 7, 2010.
- AMANAJÁS, J. C., BRAGA, C. C., DE LIMA, F. J. L., DE SOUZA, R. V. G. Aplicação da Análise Fatorial em Componentes Principais a dados de precipitação no estado do Amapá. **Revista de Geografia**, Recife, v.27, 107-119, 2010.
- ANDRADE, L. F. **Estudos da vazão específicas nas Bacias hidrográficas do Rio Aguapeí e Peixe como subsidio a gestão dos Recursos hídricos**. Monografia (Bacharel em Geografia). Faculdade de Ciências e Tecnologia - UNESP, Presidente Prudente, 2011.
- ANDRADE, K. M.; PINHEIRO, H. R.; NETO, G. D. Extreme precipitation episode in Rio de Janeiro: synoptic analysis, numerical simulation and comparison among previous events. **Ciência e Natura**, v. 37, p. 175-180, 2015.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Enso-Related Rainfall Anomalies in South America and Associated Circulation Features During Warm and Cold Pacific Decadal Oscillation Regimes. **Internacional Journal Climatology**, v.25, n. 15, p. 2017–2030, 2005.
- ARAGAO, J. O. R. A Previsão da Precipitação no norte do Nordeste do Brasil para o Período Chuvoso de Fevereiro a Maio dos Anos de 1997/98. Brasília, **In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia e VII Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia**, 1998.
- ARAGÃO, J. O. R. O impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no nordeste do Brasil. **Bulletin de l’Institut français d’études andines**, Lima, v. 27, 1998.
- ARAÚJO, L. E.; RIBEIRO, M. A. F. M.; Da SILVA, D. F.; SANTOS, M. J. ; SOUSA, W. S.; SOUSA, F. de A. S. Chuvas Extremas na Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, **In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006.
- ARAÚJO, L. E.; SOUSA, F. de A.S.; RIBEIRO, M.A. de F.M.; SANTOS, A.S.; MEDEIROS, P.C. Análise estatística de chuvas intensas na bacia hidrográfica do Rio Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso)**, v. 23, p. 162-169, 2008
- ARAÚJO, R. S. **Padrões de variabilidade multiescalar na temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical e Norte e seus efeitos nas chuvas da América do Sul**. 2015. 143 f. Tese (Doutorado em Clima e Ambiente). Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Universidade do Estado do Amazonas, 2015.
- ARAYA, E.; BONATTI, J.; FERNÁNDEZ, W. Solar activity and climate in Central America. **Geofísica Internacional Mexico**, v. 39, n. 1, p. 97-102, 2000.
- BACK, Á. J. Aplicação de análise estatística para identificação de tendências climáticas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 36, n.5, p. 717-726, 2001.

- BARRA, T. D. S.; COSTA, J. M. N.; RAO, T. R.; SEDIYAMA, G. C.; FERREIRA, W. P.; DANTAS NETO, F. S. Caracterização climatológica da severidade de secas do estado do Ceará-Brasil. Campina grande: **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 6, n.2, p. 266-272, 2002.
- BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Rio de Janeiro, **In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2000.
- BERLATO, M. A.; FONTANA, D. C. El Niño e La Niña: Impactos no Clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; Aplicações de previsões climáticas na agricultura. Porto Alegre, **Editora da UFRGS**, v.1, 2003.
- BLAIN, G. C. Tendências e variações climáticas em séries anuais de precipitação pluvial do Estado de São Paulo. **Revista Bragantia**, São Paulo, v. 69, p. 765-770, 2010.
- BLAIN, G. C. Cento e vinte anos de totais extremos de precipitação pluvial máxima diária em Campinas, Estado de São Paulo: análises estatísticas. **Revista Bragantia**, São Paulo, v. 70, p. 722-728, 2011.
- BOIN, M. N. **Chuvvas e Erosões no Oeste Paulista: Uma análise Climatológica Aplicada**. Tese (Doutorado em Geografia). IGCE - UNESP, Rio Claro, 2000.
- BONFIM, O. E. T.; DA SILVA, D. F. Utilização do teste Mann-Kendall na avaliação de tendências climáticas nas Bacias hidrográficas Aguapeí-Peixe (SP). **In: Simpósio Internacional de Climatologia**, 7, 2017, Petrópolis, 2017.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.
- CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. da S. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos, vol. 1, p.338, 348, 354, 2009.
- CBH-AP. Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios Aguapeí e Peixe. **Caderno Síntese das Bacias dos Rios Aguapeí e Peixe**. Marília, 2008.
- CBH-AP. Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios Aguapeí e Peixe. **Relatório de Situação dos Recursos Hídricos 2014**. Marília, 2014.
- CETEC. Centro de Tecnologia da Fundação Paulista– **Plano de Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas dos Rios Aguapeí e Peixe**. Lins, 2008.
- CHATTOPADHYAY, S.; EDWARDS, D. R. Long-Term Trend Analysis of Precipitation and Air Temperature for Kentucky, United States. **Climate MDPI**, ed. 4, v. 10, 2016.
- CLAUZET, G.; WAINER, I. Identificação da variabilidade de baixa frequência em algumas regiões da costa sudeste-nordeste do Brasil. **Revista brasileira de Oceanografia**, v.47, p. 67-78, 1999.
- COSTA, J. A, DA SILVA D. F. Ciclos e Períodos de Eventos Extremos na Bacia Hidrográfica do Rio Salgado (CE). Fortaleza, **Congresso Técnico e Científico da Engenharia e Agronomia- CONTECC**, 2015.

CUNHA, G. R.; PIRES, J. L. F.; DALMAGO, G. A.; SANTI, A.; PASINATO, A.; SILVA, A. A. G.; ASSAD, E. D.; ROSA, C. M. El Niño/ La Niña- Oscilação Sul e seus Impactos na agricultura brasileira: fatos, especulações e aplicações. **Revista Plantio Direto**, Passo Fundo, v. 20, p.18-22, 2011.

DA SILVA, D. F. **Análise de aspectos climatológicos, agronômicos, ambientais e de seus efeitos sobre a bacia hidrográfica do Rio Mundaú (AL e PE)**. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). UFCG, Campina Grande, 2009.

DA SILVA, D. F. Aplicação das Análises de Ondeletas para previsão climática e na prevenção de risco climático no Estado do Ceará (Br). In: Riscos naturais antrópicos e mistos. **Ed. Coimbra**: Departamento de Geografia, Coimbra (PT), p.235-250, 2013.

DA SILVA, D. F. Aplicação de análises de ondaletas para detecção de ciclos e extremos pluviométricos no leste do Nordeste do Brasil. **Revista brasileira de meteorologia**, v. 32, p. 187-198, 2017.

DA SILVA, D. F.; SOUSA, A. B. MAIA, L. M.; RUFINO, L. L. Efeitos da Associação de Eventos de Enos e ODP sobre o Estado do Ceará. **Revista de Geografia**, v. 29, n. 2, p.114-135, 2012.

DA SILVA, D. F.; SOUSA, A. B de. Detecção de Tendências Climáticas no Estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 442-455, 2013.

DA SILVA, D. F.; SOUZA, F. A. S; KAYANO, M. T. Uso de IAC e Ondeletas para Análise de Influência das Multi-Escalas Temporais na Precipitação da Bacia do Rio Mundaú. **Revista Engenharia Ambiental**, Espírito Santos dos Pinhais, v. 6, p. 180-195, 2009.

DINIZ, F. de A. El Niño e sua influência no período de inverno de 1997 em algumas regiões do Brasil. Lima, **Bulletin de l'Institut français d'études andines**, v. 27, p.771-778, 1998.

DUFEK, A. S., AMBRIZZI, T., Variabilidade Climática da Temperatura no Estado de São Paulo. Florianópolis, **In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006.

FUNCEME. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Boletim de Monitoramento do El Niño de 2002**. Fortaleza, 2002.

GERSHUNOV, A; BARNETT, T.P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, p. 2715–2725, 1998

GLOOR, M.; BRIENEN, R. J. W.; GALBRAITH, D.; FELDPAUSCH, T.R.; SCHÖNGART, J.; GUYOT, J. L.; ESPINOZA, J. C.; LLOYD J.; PHILLIPS, O. L. Intensification of the Amazon Hydrological Cycle Over the Last two decades, **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 1729-1733, 2013.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte I: El Niño. Brasília, **In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 1998.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. Episódios El Niño e La Niña E a frequência de eventos extremos de precipitação no Brasil: análise no litoral da Região Sul. Florianópolis, **In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006.

GROISSMAN, P. Y.; KNIGHT, R.W.; EASTERLING, D. R.; KARL, T. R.; HEGERL, G. C.; RAZUVAEV, V. N. Trends in intense precipitation in the climate record. **Journal of Climate**, n.18, p.1326-50, 2005.

GROPPO, J. D.; BEDUSCHI, C. E.; MENUZZO, R.; MORAES, J. M.; MARTINELLI, L. A. Estudo de tendências nas séries temporais de qualidade de água da bacia do rio Piracicaba, Brasil. São Pedro, **In: XXI Congresso Latinoamericano de Hidráulica**, 2004.

GUIMARÃES, R. M., ASMUS, C. I. R. F., BURDOF, A. Characterization of population exposure to organochlorines: a cluster analysis application. **Revista Brasileira de Epidemiologia**, v.16, p. 231-239, 2013.

HANSEN, J.; LEBEDEFF, S. Global trends of measured surface air temperature. Washington, **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. 11, p. 13345-13372, 1987.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quartely Journal Royal Meteorological Society**, v.103, n.435, p. 77-92, 1977.

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

HIRSCH, R. M.; SLACK, R. J.; SMITH, R. Techniques of Trend analysis for monthly water quality data. **Water Resources Research**, v. 18, n. 1, p. 107-121, 1982.

IBAMA. Instituto Brasileiro do Meio Ambiente- **Geo Brasil 2002. Perspectiva do Meio Ambiente no Brasil**. Brasília, p 152, 153, 2002.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Estimativa de População. 2015. Disponível em < http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2015/estimativa_dou.shtm> Acesso em 24/08/2016

IPCC. **Intergovernmental Panel on climate Change**. 2007. Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Disponível em < https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf> Acesso em 25/09/2016.

IPCC. **Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2014. Working Group III – Mitigation of Climate Change. Disponível em: <<http://www.iniciativaverde.org.br/biblioteca-nossas-publicacoes.php>> Acesso em 24/09/2016.

IPMA. **Instituto Português do Mar e da Atmosfera**. Área educativa (2016). NAO (North Atlantic Oscillation - Oscilação do Atlântico Norte). Disponível em: <<http://www.ipma.pt/pt/educativa/tempo.clima/index.jsp?page=clima.nao.xml>> Acesso em: 25 de Setembro de 2016.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V.; HIGGINS, R. W.; WALISER, D. E.; SCHEMM, J. K. E. climatology of tropical intraseasonal convective anomalies: 1979-2002. **Journal of climate**, v.17, p. 523-539, 2004

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. (1996) Tropical circulation variability with emphasis on interannual and intraseasonal time scales. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 11, n. 1 e 2, p. 06 -17.

KAYANO, M. T.; OLIVEIRA, C. P. de. Diferenças associadas à oscilação decenal do Pacífico nas relações interanuais de precipitação na América do Sul e temperatura da superfície do mar. 2008. Zaragoza, **In: Jornadas Científicas de la AME**, 2008.

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, 2007.

KERR, R. A. A now dawn for sun-climate links? **Science**, Washington, DC, v.271, n.5254, p. 1360-1361, 1996.

LOPES, J. R. P.; DA SILVA, D. F. Análise de Tendência para Pluviometria em Quatro Macrorregiões do Norte Cearense. João Pessoa, **In: IV Simpósio Internacional de Climatologia**, 2011.

MACEDO, M. J. H; GUEDES, R.V.S; SOUSA, F.A.S; DANTAS, F.R.C. Análise do Índice Padronizado de Precipitação para o estado da Paraíba, Brasil. **Revista Ambi-Água**, Taubaté, v. 5, n. 1, p. 204-214, 2010

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

MARENGO J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. Brasília: MMA, p.30, 132, 2006.

MARENGO, J. A. Água e mudanças climáticas. **Estudos avançados**, v. 22, n. 63, p. 83-96, 2008.

MARENGO J. A. SCHAEFFER R. ZEE D. PINTO H. S. Mudanças Climáticas e Eventos Extremos no Brasil. **Ed. FBDS**, Rio de Janeiro, v. 1, p. 5, 2009.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M. Crise hídrica em São Paulo em 2014: seca e desmatamento. **Geosp – Espaço e Tempo (Online)**, v. 19, n. 3, p. 485-494, mês. 2016

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico. **Climanálise**, v. 3, p. 1-6, 2016.

MARSHALL, J.; KUSHIBIR, Y.; BATTIST, D.; CHANG, P.; CZAJA, A.; DICKSON, R.; HURRELL, J.; MCCARTNEY M.; SARAVANAN, R.; VISBECK, M. H. Review. North Atlantic Climate Variability: Phenomena, Impacts and Mechanisms. **International Journal of Climatology**, v.21, p. 1863-1898, 2001.

MATEUS, C.; CUNHA, L. A oscilação do Atlântico Norte (NAO) e Riscos Climáticos em Coimbra Durante o Inverno entre 1950 e 2010. **Revista Territorium**, ed. 20, pg 37-47, 2013.

MATTEWS, A. J. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 126, p. 2637, 2652, 2000.

McKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration of time scales. **In: conference on applied climatology**. Preprints: American Meteorological Society, p. 179-186, 1993.

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C. Relação do Dipolo do Atlântico Tropical com o período chuvoso da Região Sudeste do Brasil. Fortaleza, **In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; COSTA, J. M. N.; VIANELLO, R. L. Influência do fenômeno climático El Niño no período chuvoso da Região Sudeste do Brasil. **Revista Geografia**, v. 15, n. 2. 2006.

MOLION, L. C. B. Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico. **Revista Climanálise**, Cachoeira Paulista, v. 3, n. 1, p. 1-5, 2005.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p. 1-10, 2002.

MUSA, M. N.; CARVALHO, L. M. V. de. Variabilidade Intrasazonal e Interanual de Extremos na Precipitação Sobre o Centro-Sul da Amazônia Durante o Verão Austral. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 29-41, 2006.

NJAU, E. C. Solar activity, El Niño-Southern oscillation and rainfall in India. **Journal of Meteorology**, v. 3, n.6, 2006.

NOAA -National Oceanic and Atmospheric Administration. El Niño and La Niña Years and intensity. National Weather Service – Nacional Center for Environment Predictions (NWS/NCEP). Disponível em <<http://ggweather.com/enso/oni.htm> > Acesso em 16/12/2016.

PALLOTA, M. NAKAZATO, R. Y. –**Caracterização de Episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) em Janeiro e Fevereiro de 2010**. IAG-USP, 2014 Disponível em <http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ritaynoue/aca-0523/2014_1oS_SIN2/pallotta_nakazato.pdf> Acesso em 06/06/2016.

PEREIRA, H. R.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T. Characteristics of the Atmosphere in the Austral Spring During the El Niño 2015/2016. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, 2017.

PRADO, L. F. **Oscilação Interdecadal do Pacífico e seus impactos no regime de precipitação no Estado de São Paulo**. Dissertação de mestrado em Meteorologia. São Paulo, IAG-USP, 2011.

PRESTES, S. D.; SOUSA, A. J. S.; ROLIM, P. A. M.; SANTO, A. R. S. E.; SOUSA, J. R. A. Relações entre a Oscilação decadal do Pacífico e a variabilidade da precipitação em Porto Alegre, RS. Belém, **In: Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2010.

- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185-204, 2010.
- ROCHA, A. M. G. C.; GANDU, A. W. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. **Revista Climanálise**, p. 140-142, 1996.
- ROCKWOOD, A. A.; MADDIX, R. A. Mesoscale and synoptic scale interactions leading to intense convection: The case of 7 June 1982. **Weather and Forecasting**, v. 3, p. 51-68, 1988
- ROHMAN, J. **Avaliação da Enchente e Seca no Brasil – Implicações para as Seguradoras Locais**. TransRe. 2013. Disponível em <www.cnseg.org.br/lumis/portal/file/fileDownload.jsp> Acesso em 12/09/2016.
- ROLIM, G. S; CAMARGO, M. B. P; LANIA, D. G; MORAES, J. F. L. Classificação Climática de Köppen e de Thornthwaite e sua Aplicabilidade na determinação de zonas Agroclimáticas para o Estado de São Paulo. **Revista Bragantina**, Campinas, v.66, n.4, p. 711-720, 2007.
- SANSIGOLO, C. A. Distribuições de extremos de precipitação diária, temperatura máxima e mínima e velocidade do vento em Piracicaba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 171-176, 2008.
- SANSIGOLO, C. A; KAYANO, M. T. Trends of seasonal maximum and minimum temperatures and precipitation in Southern Brazil for the 1913–2006 period. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1-2, p. 209-216, 2010.
- SANTOS, D. C.; BRITO, J. I. B.; SILVA JUNIOR, C. H. F. Influências da Oscilação Atlântico Norte e do Índice de Oscilação Sul em Índices Climáticos n Amazônia Ocidental. **Revista AIDIS de Ingeniería y Ciencias Ambientales**, v. 9, p. 107-124, 2016.
- SANTOS, D. C.; MEDEIROS, R. M.; BRITO, J. I. B. Influência de oscilações Interdecadais na Precipitação da Amazônia Ocidental. Recife, **In: 7º Encontro Internacional das Águas**, 2013. Gestão de Água: água, meio-ambiente e saúde, 2013.
- SANTOS, S. R. Q.; BRAGA, C. C.; SANSIGOLO, C. A.; SANTOS A. P. P. Determinação de Regiões Homogêneas do Índice de Precipitação Normalizada (SPI) na Amazônia Oriental. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n.1, p. 111-122, 2017.
- SÃO PAULO. Conselho Estadual de Recursos Hídricos. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: 2004 - 2007**. São Paulo, DAEE, 2006.
- SERVAIN, J., WAINER, I., MCCREARY, J.P., DESSIER, A. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the Tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, n. 26, p. 485–488, 1999
- SILVA, G; DA SILVA, D. F. Análise da influência climática sobre a produção agrícola no semi árido cearense. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 2, 2016.
- SILVA, R. A.; SILVA, V. P. R.; CAVALCANTI, E. P; DOS SANTOS, D. N. Estudo da variabilidade da radiação solar no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira Eng. Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 5, p. 501-509, 2010.

SOUZA, E. B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n.1, p. 31-44, 1998

STRECK, N. A.; GABRIEL, L. F.; BURIOL, G. A; HELDWEIN, A. B.; PAULA, G. M. de . Variabilidade interdecadal na série secular de temperatura do ar em Santa Maria, RS. **Pesquisa Agropecuária Brasileira (1977. Impressa)** v. 46, p. 781-790, 2011.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres Naturais – Conhecer para Prevenir**. São Paulo. Instituto Geológico. v.1, p. 44, 2009.

VISBECK, M. H.; HURRELL, J. W.; POLVANI, L. C.; HEIDI, M. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. **The National Academy of Sciences**, v.98, p. 12876, 12877, 2001.

WENG, H.; LAU, K-M. Wavelets, period doubling, and time-frequency 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.

WOLTER, K; TIMLIN, M.S. Measuring the strength of ENSO – How does 1997/98 rank? **Weather**, v.53, n.9, p.315-324, 1998.

XU, Z. X.; TAKEUCHI, K.; ISHIDAIRA, H.; LI, J. Y. Long-term trend analysis for precipitation in Asian Pacific FRIEND river basins, **Hydrological Processes**, 19, p. 3517–3532, 2005.

ZHANG, C.; DONG, M. Seasonality in the Madden-Julian oscillation. **Journal of Climate**, v. 17, n. 16, p. 3169-3180, 2004.