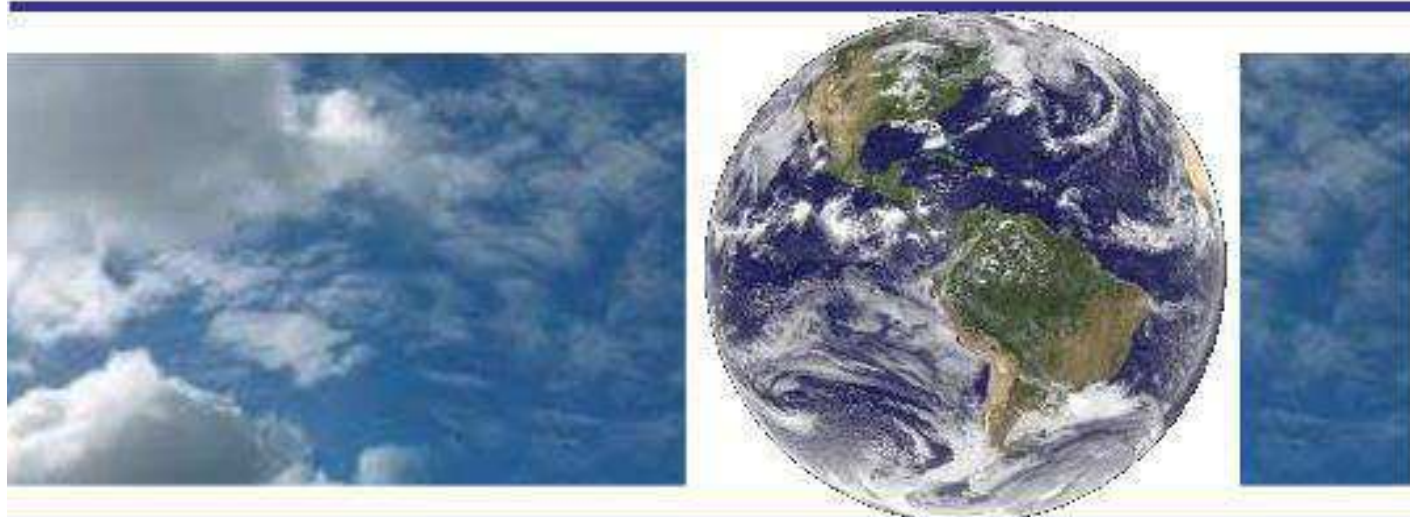


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



TESE

CARMEM TEREZINHA BECKER

**ÍNDICES CLIMÁTICOS PARA O ESTADO DA PARAÍBA:
DETERMINAÇÃO E EVOLUÇÃO TEMPORAL COM ABORDAGEM NA
ANÁLISE ESPECTRAL**

CAMPINA GRANDE, AGOSTO DE 2017



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



TESE DE DOUTORADO

**ÍNDICES CLIMÁTICOS PARA O ESTADO DA PARAÍBA: DETERMINAÇÃO E
EVOLUÇÃO TEMPORAL COM ABORDAGEM NA ANÁLISE ESPECTRAL**

CARMEM TEREZINHA BECKER

Orientador: Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO

Campina Grande - PB

2017

CARMEM TEREZINHA BECKER

ÍNDICES CLIMÁTICOS PARA O ESTADO DA PARAÍBA: DETERMINAÇÃO E EVOLUÇÃO
TEMPORAL COM ABORDAGEM NA ANÁLISE ESPECTRAL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Meteorologia da Universidade Federal de
Campina Grande em cumprimento às exigências
para a obtenção do título de Doutor (a) em
Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas
Subárea: Climatologia

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Campina Grande, PB

2017

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B395i

Becker, Carmem Terezinha.

Índices climáticos para o Estado da Paraíba: determinação e evolução temporal com abordagem na análise espectral / Carmem Terezinha Becker – Campina Grande, 2017.

146 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.

"Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".

Referências.

1. Índices Climáticos. 2. Ondaletas. 3. Ciclos. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Título.

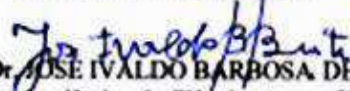
CDU 551.585(043)

CARMEM TEREZINHA BECKER

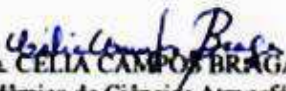
ÍNDICES CLIMÁTICOS PARA O ESTADO DA PARAÍBA: DETERMINAÇÃO E
EVOLUÇÃO TEMPORAL COM ABORDAGEM NA ANÁLISE ESPECTRAL

TESE APROVADA EM 04/08/2017

BANCA EXAMINADORA


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


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


Profa. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ MARIA BRABO ALVES
Departamento de Física e Química
Centro de Ciências e Tecnologia
Universidade Estadual do Ceará


Prof. Dr. JOSÉ FIDELES FILHO
Departamento de Física
Centro de Ciências e Tecnologia
Universidade Estadual da Paraíba

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais, Armando Becker e Nilda dos Santos Becker (*in memoriam*), que jamais mediram esforços para levar o estudo aos seus filhos, sua principal meta em vida.

AGRADECIMENTOS

A concretização deste doutorado não teria sido possível sem o estímulo e colaboração de inúmeras pessoas. Portanto, gostaria de expressar a minha gratidão e apreço àqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para que esta tarefa se tornasse realidade. Mesmo assim, gostaria de reverenciar alguns dos grandes apoios recebidos.

Em primeiro lugar, agradeço àqueles que me convenceram a retomar os estudos, pelo doutorado, após longo período distante da academia, em especial ao Dr. Alexandre Magno Teodósio de Medeiros, chefe e colega de profissão, que lançou a ideia, à minha filha Camila Arianne, que a comprou e me convenceu que podia abraçar o desafio, tornando-se minha grande incentivadora, e ao meu filho José Zacarias que grandemente auxiliou na parte prática para o ideal desenvolvimento da pesquisa. Estendo a toda a minha família, representada na pessoa do meu esposo Francinaldo, pelo entendimento à necessária dedicação acadêmica. Agradeço também:

À minha filha postíça Milla Nóbrega, pela amizade, parceria, colaboração e saudáveis discussões que muito contribuíram ao resultado final da tese.

À Paulo Henrique, pela disponibilidade e apoio na tradução de referências da língua inglesa.

À Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba - AESA, pelo consentimento à realização deste doutorado.

A todos os meus colegas da AESA Campina Grande, em especial à Jana Yres pela presteza no auxílio à confecção dos mapas.

À EMBRAPA Solos/Unidade de Execução de Pesquisa e Desenvolvimento de Recife, na pessoa do Dr. Alexandre Barros pela gentil disponibilidade de dados quando solicitados.

À Universidade Federal de Campina Grande/Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, pela oportunidade de realizar o doutorado no programa de Pós-Graduação em Meteorologia, agradecendo, profundamente, a todos os professores, dos quais tive a oportunidade de receber valiosos ensinamentos, em especial à Prof^a. Dra. Magaly de Fátima Correia, que, num momento pessoal de dúvida, me incentivou a iniciar a empreitada.

Aos funcionários da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, representados na memória da inesquecível funcionária e amiga Divanete Rocha.

Ao Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito, meu orientador, pela disponibilidade, paciência e conhecimentos repassados durante todo o desenvolvimento do trabalho, meu sincero reconhecimento e reverência.

Aos professores da banca examinadora, Prof^a. Dra. Célia Campos Braga, Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti, Prof. Dr. José Fideles Filho e Prof. Dr. José Maria Brabo Alves, pelas preciosas e generosas considerações e sugestões de aprimoramento.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de estudos durante o período de realização deste doutorado.

RESUMO

Ao apresentar extensa área incluída na delimitação semiárida do Brasil, mais de 86% do seu território, a Paraíba é um dos estados brasileiros onde a aridez apresenta maior severidade. A disponibilidade de água impera como um processo decisivo no que diz respeito ao seu efetivo desenvolvimento ambiental, social e econômico, o qual é intimamente dependente das condições climáticas reinantes. Neste contexto, emerge a necessidade da quantificação de índices que tenham como propósito, a caracterização climática de um determinado local, para com isto, haver uma melhor adequação às classes de clima predominantes. Assim, o presente estudo tem por objetivo, tecer cenários passados da variabilidade espacial e temporal de índices climáticos. Para tanto, são calculados índices climáticos a partir de dados normais climatológicos e seriais anuais para um período de cinquenta anos a vinte postos pluviométricos criteriosamente selecionados e distribuídos ao longo do estado da Paraíba. Leva-se em consideração a metodologia proposta por Thornthwaite (1948) e pelo índice de aridez aplicado pelo United Nations Environment Programme - UNEP (1992). Toma-se como subsídio, a aplicação conceitual de métodos espectrais com a subsequente aplicação da análise de ondaletas aos índices climáticos seriais. Resulta-se, que mesmo metodologias distintas venham a produzir classificações climáticas diferentes para um mesmo local e período de tempo, o desenvolvimento das variabilidades interanual e interdecenal são extremamente semelhantes, recomendando os mesmos agentes como causadores destas variabilidades. Mesmo assim, o índice de aridez do UNEP mostra-se menos criterioso para classificações climáticas do que na utilização dos índices de Thornthwaite, evidenciando quadros de menor aridez. Pela metodologia das ondaletas, a variabilidade interdecenal é significativamente mais aparente do que a interanual, com a marcante predominância na escala de 11 anos, interagindo com escalas menores, de 5, 3,5 e 2,5 anos, os quais tendem a seguir os principais comportamentos da variabilidade térmica nas bacias dos oceanos Atlântico e Pacífico. Correlações simples indicam conexões mais significativas entre modos do Pacífico e as regiões do Sertão e Alto Sertão, decrescendo em direção ao Litoral. Por outro lado, anomalias das águas no oceano Atlântico apresentam influência quase homogênea em grande parte do estado da Paraíba, com maior sinal na faixa leste adjacente. Observa-se ainda, que classificações climáticas de forma seriada, com o processamento dos percentuais de cada tipo de clima e distribuição temporal, representa um método mais realista de análise do clima, haja vista que a partir de normais climatológicas, descreve-se uma condição média do clima local ou regional.

ABSTRACT

Due to the large area included in the semiarid delimitation of Brazil, more than 86% of its territory, Paraíba is one of the Brazilian states where aridity is more severe. The availability of water is a decisive process in terms of its effective environmental, social and economic development, which is closely dependent on the prevailing climatic conditions. In this context, the need for the quantification of indexes that have as purpose, the climatic characterization of a given location, in order to better suit the prevailing climate classes, emerges. Thus, the present study aims to weave past scenarios of spatial and temporal variability of climatic indexes. Therefore, climatic indexes are calculated from normal climatological and serial annual data for a period of fifty years to twenty pluviometric stations carefully selected and distributed throughout the state of Paraíba. The methodology proposed by Thornthwaite (1948) and the aridity index applied by the United Nations Environment Program - UNEP (1992) are taken into account. As a subsidy, the conceptual application of spectral methods with the subsequent application of the wavelet analysis to the serial climatic indexes is used. It turns out that even if different methodologies produce different climatic classifications for the same place and period of time, the development of interannual and interdecadal variabilities are extremely similar, recommending the same agents as cause of these variabilities. Even so, the UNEP aridity index is less critical for climate classifications than for the use of the Thornthwaite indices, showing less aridity. The interdecadal variability is significantly more apparent than the interannual variability, with a marked predominance in the 11-year scale, interacting with smaller scales of 5, 3.5 and 2.5 years, which tend to follow the main behaviors of the thermal variability in the basins of the Atlantic and Pacific oceans. Simple correlations indicate more significant connections between Pacific modes and the regions of Sertão and Alto Sertão, decreasing toward the coast. On the other hand, water anomalies in the Atlantic Ocean show almost homogeneous influence in much of the state of Paraíba, with a greater signal in the adjacent eastern range. It is also observed that climatic classifications in a serial way, with the processing of the percentages of each type of climate and temporal distribution, represents a more realistic method of climate analysis, given that, based on climatological normals, it describes an average local condition or regional climate.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Climatologia da precipitação pluviométrica no estado da Paraíba em mm/ano, período: 1910 a 1985. Fonte: Autoria própria; Dados SUDENE (1990).....	20
Figura 2 -	Mapa altimétrico do estado da Paraíba. O gradiente de cores representa níveis de altitude em metros. Fonte: adaptado de IDEME/SEPLAN (2003).....	24
Figura 3 -	Localização geográfica dos 20 postos pluviométricos (pontos em vermelho), representativos das regiões pluviometricamente homogêneas (áreas tonalizadas) selecionados para estudo. Fonte: adaptado de SILVA (1996); AESA (2015).....	48
Figura 4 -	Decomposição de uma série temporal em tempo-frequência com tamanhos de janelas variáveis através da transformada em ondaletas. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).....	59
Figura 5 -	Transformada em ondaletas em uma seção do sinal. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).....	61
Figura 6 -	Transformada em ondaletas em uma nova seção do sinal. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).....	61
Figura 7 -	Transformada em ondaletas em uma nova escala de ondaleta. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).....	61
Figura 8 -	Relação entre escalas e frequências na análise de ondaletas. Fonte: adaptado de Castro (2007).....	62
Figura 9 -	(a) Sinal da função ondaleta de Morlet com largura e amplitude arbitrária, e o tempo ao longo do eixo x, (b) Construção do sinal (azul tracejado) a partir de uma onda seno (verde), modulada por um pacote Gaussiano (vermelho). Fonte: Torrence e Compo (2015)	64
Figura 10 -	Distribuição temporal de I_m , I_a e $IIAB$ para: (a) Cajazeiras, (b) Catolé do Rocha e (c) Caraúbas. A linha contínua longitudinal indica transição do I_m (+) ou (-).....	70
Figura 11 -	Distribuição temporal de I_m , I_a e $IIAB$ para: (a) Campina Grande, (b) Areia e (c) Alhandra. A linha contínua longitudinal indica transição do I_m (+) ou (-).....	73
Figura 12 -	Classificação climática determinada pelo índice de aridez do UNEP para (a) Cajazeiras, (b) Catolé do Rocha e (c) Caraúbas. As linhas horizontais indicam limite superior de cada categoria climática. $IIAB \leq 0,03$ =hiperárido; $0,03 < IIAB \leq 0,20$ =árido; $0,20 < IIAB \leq 0,50$ =semiárido; $0,50 < IIAB \leq 0,65$ =subúmido seco; $0,65 < IIAB \leq 1,00$ =subúmido úmido e $IIAB > 1,00$ =úmido.....	80
Figura 13 -	Classificação climática determinada pelo índice de aridez do UNEP para (a) Campina Grande, (b) Areia e (c) Alhandra. As linhas horizontais indicam limite superior de cada categoria climática. $IIAB \leq 0,03$ =hiperárido; $0,03 < IIAB \leq 0,20$ =árido; $0,20 < IIAB \leq 0,50$ =semiárido; $0,50 < IIAB \leq 0,65$ =subúmido seco; $0,65 < IIAB \leq 1,00$ =subúmido úmido e $IIAB > 1,00$ =úmido.....	82

- Figura 14 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Cajazeiras. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada..... 84
- Figura 15 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Cajazeiras. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada..... 85
- Figura 16 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Catolé do Rocha. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada..... 86
- Figura 17 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Catolé do Rocha. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada..... 87
- Figura 18 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Caraúbas. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada..... 88
- Figura 19 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Caraúbas. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada..... 89

Figura 20 -	Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Campina Grande. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.....	90
Figura 21 -	Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Campina Grande. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.....	91
Figura 22 -	Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Areia. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.....	92
Figura 23 -	Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Areia. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.....	93
Figura 24 -	Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Alhandra. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.....	94
Figura 25 -	Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Alhandra. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.....	95

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Classificação climática para dados normais climatológicos, determinada a partir do I_m de Thornthwaite e do IIAB do UNEP.....	68
Quadro 2 - Divisão percentual dos tipos climáticos seriais delimitados a partir do I_m (Thornthwaite, 1948).....	75
Quadro 3 - Subdivisão percentual dos tipos climáticos em função de I_a e I_u para os sinais +/- de I_m (Thornthwaite, 1948).....	76
Quadro 4 - Divisão percentual da classificação climática obtida pelo índice de aridez do UNEP (1992).....	77
Quadro 5 - Escala, em anos, dos períodos em que os índices de aridez apresentam maior significância estatística (significância de 95% - $\text{valor}_p \leq 0,05$) sob os limites do cone de influência. A ordem dos períodos segue a maior explicação da variância.....	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Variáveis de entrada e saída do balanço hídrico. Fonte: PEREIRA et al. (2007).....	52
Tabela 2 -	Tipos climáticos delimitados a partir do índice efetivo de umidade. Fonte: Thornthwaite (1948).....	55
Tabela 3 -	Subdivisões dos tipos climáticos de acordo com os índices de umidade e de aridez. Fonte: Thornthwaite (1948).....	56
Tabela 4 -	Tipos climáticos em função do índice de eficiência térmica. Fonte: Thornthwaite (1948).....	56
Tabela 5 -	Classificação climática de acordo com o índice de aridez do UNEP (IIAB). (Fonte: UNEP, 1992).....	57

LISTA DE SIGLAS

AC	Ascensão Capilar
AESA	Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba
ALT	Alteração do Armazenamento
ARM	Armazenamento
BHC	Balanço Hídrico Climatológico
BNB	Banco do Nordeste do Brasil S.A.
CAD	Capacidade de Água Disponível
CAGEPA	Companhia de Águas e Esgotos da Paraíba
CONTAP	Conselho da Cooperação Técnica da Aliança para o Progresso
DEF	Deficiência Hídrica
Dl_i	Drenagem Lateral entrada
DL_o	Drenagem Lateral saída
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
DP	Drenagem Profunda
DRN	Divisão de Agrologia
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EPE	Equipe de Pedologia e Fertilidade do Solo
ET	Evapotranspiração
ETP	Evapotranspiração Potencial
ETR	Evapotranspiração Real
EUA	Estados Unidos da América
EXC	Excedente Hídrico
FAO	<i>Food and Agriculture Organization</i>
FF	Frente Fria
GWS	<i>Global Wavelet Spectrum</i>
I	Irrigação
I_a	Índice de Aridez
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDEME	Instituto de Desenvolvimento Municipal e Estadual
IIAB	Índice Inverso de Aridez de Budyko
IICA	Instituto Interamericano de Cooperação para a Agricultura
I_m	Índice Efetivo de Umidade

INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
I_u	Índice de Umidade
LI	Linha de Instabilidade
MA	Ministério da Agricultura
MATLAB	<i>Matrix Laboratory</i>
NEB	Região Nordeste do Brasil
NEG_ACUM	Negativo Acumulado
O	Orvalho
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecenal do Atlântico
OMJ	Oscilação de Madden Julian
P	Precipitação
PB	Paraíba
R_i	Escoamento Superficial (Run in)
R_o	Escoamento Superficial (Run off)
SCC	Sistemas de Classificação Climática
SEIRHMACT	Secretaria de Estado da Infraestrutura, dos Recursos Hídricos, do Meio Ambiente e da Ciência e Tecnologia
SPI	<i>Standard Precipitation Index</i>
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
TNAI	<i>Tropical North Atlantic Index</i>
TO	Transformada em Ondaletas
TSAI	<i>Tropical South Atlantic Index</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UACA	Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
UFCG	Universidade Federal de Campina Grande
UNCCD	Convenção das Nações Unidas para o Combate à Desertificação
UNEP	<i>United Nations Environment Programme</i>
USAID	<i>US Agency for International Development</i>
VCAN	Vórtice Ciclônico em Altos Níveis da Atmosfera
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>
WPS	<i>Wavelet Power Spectrum</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE QUADROS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS

1.	INTRODUÇÃO.....	15
2.	OBJETIVOS.....	18
2.1.	Objetivo geral.....	18
2.2.	Objetivos específicos.....	18
3.	O ESTADO DA PARAÍBA: SEUS ASPECTOS NATURAIS, SOCIAIS E ECONÔMICOS.....	19
3.1.	Localização e situação.....	19
3.2.	Aspectos climáticos.....	20
3.3.	Regiões geográficas.....	22
3.4.	Relevo e hidrografia.....	24
4.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	28
4.1.	Variabilidade pluviométrica.....	28
4.2.	Evapotranspiração.....	31
4.3.	Balanço hídrico.....	33
4.4.	Sistemas de classificação climática.....	36
4.5.	Índices climáticos.....	38
4.6.	Análise de séries temporais.....	40
4.6.1.	Análise de Fourier.....	41
4.6.2.	Aplicações da Transformada em Ondas 43	43
5.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	47
5.1.	Acervo de dados.....	47
5.2.	Metodologia.....	49
5.2.1.	Estimativa da Evapotranspiração Potencial	49
5.2.2.	Determinação da Capacidade de Água Disponível no Solo.....	51
5.2.3.	Cálculo do Balanço Hídrico Climatológico.....	51

5.2.4.	Índices e classificações climáticas.....	53
5.2.4.1.	Determinação da classificação climática de Thornthwaite.....	54
5.2.4.2.	Determinação da classificação climática pelo índice de aridez do UNEP (IIAB)....	57
5.2.5.	Análise espectral - Transformada em Ondaletas.....	58
5.2.5.1.	A Função Ondaleta Base de Morlet.....	62
6.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	67
6.1.	Índices climáticos seriais.....	68
6.1.1.	Classificação climática de Thornthwaite.....	74
6.1.2.	Classificação climática pelo índice do UNEP.....	77
6.2.	Análise de Ondaletas.....	83
6.2.1.	Análise tempo x escala dos índices de aridez.....	84
6.2.1.1.	Cajazeiras.....	84
6.2.1.2.	Catolé do Rocha.....	86
6.2.1.3.	Caraúbas.....	88
6.2.1.4.	Campina Grande.....	90
6.2.1.5.	Areia.....	92
6.2.1.6.	Alhandra.....	94
6.3.	Composição da análise de ondaletas para os índices climáticos.....	96
7.	CONCLUSÕES	101
8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103
	ANEXOS.....	115
	ANEXO A.....	116
	APÊNDICES.....	117
	APÊNDICE A.....	118
	APÊNDICE B.....	119
	APÊNDICE C.....	124
	APÊNDICE D.....	129
	APÊNDICE E.....	130
	APÊNDICE F.....	131
	APÊNDICE G.....	138
	APÊNDICE H.....	145

1. INTRODUÇÃO

Desvendar a complexidade das características climáticas de uma região é fator fundamental a ser considerado na preparação de ações, tanto ambientais, sociais quanto econômicas. O diagnóstico do clima funciona como pré-requisito básico no suporte ao desenvolvimento de uma vasta gama de atividades, incluindo desde as pesquisas agropecuárias, o gerenciamento e manutenção dos recursos hídricos e energéticos, às demandas de planejamento estrutural e interação com o meio ambiente.

Para o adequado conhecimento do clima de um local exige-se, a priori, a análise do comportamento de distintas variáveis meteorológicas ao longo do tempo. Muitas dessas variáveis resultam de processos atmosféricos oceânicos e continentais interativos, que atuam de modo a estabelecer o cenário das características climáticas.

Dentro dos fatores do clima, o elemento água é, inegavelmente, um dos mais cruciais à prática de qualquer atividade humana. Entretanto, a sua disponibilidade no mundo e, em particular, no Brasil depende, em grande parte, da dinâmica do clima nas variadas escalas temporais (MARENGO et al., 2010). Por conseguinte, as alterações resultantes de mudanças climáticas globais poderão afetar significativamente os ciclos hidrológicos e os eventos de enchente e seca nas várias regiões do País.

Neste contexto, o gerenciamento dos recursos naturais na região Nordeste do Brasil (NEB) apresenta-se altamente conectado às flutuações do clima, especialmente na distribuição espacial e temporal da precipitação pluviométrica e no potencial evaporativo da água, em decorrência da grande disponibilidade de energia solar, temperaturas relativamente altas ao longo do ano e umidade do ar concernentemente baixa.

No estado da Paraíba, em particular, a variabilidade dos elementos climáticos é fortemente percebida, destacando-o como o Estado nordestino que apresenta maior irregularidade espacial e temporal da pluviometria. O contraste entre os totais anuais precipitados em regiões relativamente próximas exige que os estudos sejam desenvolvidos levando-se em conta as peculiaridades regionais inerentes a cada uma delas. Este fato, por si só, faz com que a Paraíba seja um excelente laboratório para estudos de eventos meteorológicos e climatológicos do NEB como um todo.

O controle climático exercido por fenômenos de grande escala é de amplo conhecimento da comunidade científica e de fundamental importância para a avaliação da qualidade dos períodos chuvosos. Entretanto, o semiárido nordestino, no qual se inclui grande parte do estado da Paraíba, 86,6% do seu território, possui suas próprias peculiaridades e somente o

monitoramento contínuo das condições locais poderá avaliar as características e tendências dos elementos climáticos de uma forma mais regionalizada e criteriosa (BECKER et al., 2011).

O adequado acompanhamento dos fatores condicionantes da variabilidade climática sobre o estado da Paraíba torna-se de significativa importância como suporte técnico à estruturação de ações emergenciais, visto que amplas áreas do Estado ficam susceptíveis a fortes deficiências hídricas e condições de semiaridez. O conhecimento e monitoramento de tais condições colaboram de forma expressiva para uma melhor eficácia nas tomadas de decisão governamentais e no avanço da qualidade de vida da população.

O uso de informações confiáveis serve como instrumento de apoio a corretas políticas de desenvolvimento sustentável. Por conseguinte, avulta-se a necessidade de especificar índices que tenham como propósito, a melhor caracterização climática de um determinado local. Neste intuito, o grau de aridez surge como uma importante medida a ser considerada, atuando como uma representação regional segura do potencial de disponibilidade de água e como entrada nos diversos sistemas de classificação climática. Os índices de aridez e umidade ajudam a identificar níveis climáticos e, portanto, no planejamento e gestão nos vários domínios, tanto sociais, econômicos, culturais e ambientais. Para este fim, variados estudos tentam encontrar a tendências de aridez ao redor do mundo e, como resultado, diferentes índices climáticos têm sido propostos e utilizados (ZARCH et al., 2015).

Inúmeros autores vêm, ao longo do tempo, produzindo classificações climáticas para o estado da Paraíba (por exemplo, VAREJÃO-SILVA et al., 1987; ALVARES et al., 2014; FRANCISCO et al., 2015). Todavia, os estudos valendo-se de índices de classificação climática ainda não foram suficientemente expandidos, uma vez que consideram apenas um valor médio dos índices durante certo período de tempo, não incluindo em suas análises, a variabilidade temporal dos mesmos, elemento extremamente importante em estudos climáticos. Deste modo, ainda se faz necessário realizar pesquisas para períodos subsequentes, considerando as diversas escalas de variabilidades dos índices, e avaliá-las levando-se, em conceito, metodologias cientificamente reconhecidas.

Neste sentido, é proeminente a realização de classificações climáticas seriais intra, interanuais e interdecenais, uma vez que, desta forma, poderá ser possível a percepção de flutuações dos tipos de clima de cada localidade, bem como identificar que tipo climático é periodicamente mais frequente, podendo este, ser diferente daquele obtido a partir dos valores médios das variáveis meteorológicas.

Tomando-se em conta a importância do conhecimento mais aprofundado das características climáticas locais e regionais, o presente estudo se propõe a analisar a

variabilidade climática no estado da Paraíba a partir de classificações climáticas seriais pelos diversos tipos de clima determinados localmente ao longo do tempo, bem como os seus percentuais de ocorrência e conexão com as configurações oceânico-atmosféricas reinantes. São levados em consideração, os índices climáticos determinados segundo Thornthwaite (1948) e o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (UNEP, 1992, UNEP – *United Nation Environmental Program*).

Ao mesmo tempo, em estudos meteorológicos e hidrológicos, a análise de séries temporais se apresenta como importante ferramenta de pesquisa. O seu emprego permite identificar tendências e possíveis oscilações climáticas no tempo, bem como as causas e/ou efeitos de prováveis irregularidades (COSTA et al., 2013).

No transcorrer dos últimos anos, os métodos de processamento de sinais tornaram-se amplamente utilizados para a análise de séries temporais. Nesta premissa, a Transformada em Ondaletas (TO) se destaca como uma metodologia em ascensão e apropriada para a avaliação das alterações climáticas em dados históricos (ADAMOWSKI e CHAN, 2011); apresenta amplo potencial para a análise de séries temporais não estacionárias, como as atmosféricas e hidrológicas. Na mesma, pode-se decompor a tendência e as escalas de tempo dominantes que afetam os dados, o que é extremamente favorável para a interpretação dos padrões cíclicos em séries temporais de dados ambientais (ARAGHI et al., 2015).

Neste intuito, a aplicação de TO a índices climáticos tende a trazer maior acurácia à investigação dos mecanismos geradores da variabilidade climática no estado da Paraíba, a partir do conhecimento do comportamento temporal das séries históricas e da identificação de periodicidades relevantes nos dados e, com isto, contribuir na eficiência e segurança dos resultados pretendidos.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

Determinar e classificar, a partir de formato serial, tipos climáticos para o estado da Paraíba, considerando dois diferentes métodos de classificação climática, bem como analisar a dinâmica das variabilidades interanual e interdecenal dos índices climáticos utilizando a análise espectral para um período de 50 anos (1963 a 2012).

2.2. Objetivos específicos

- Estimar a evapotranspiração potencial, executar o balanço hídrico com subsequente determinação e avaliação temporal dos índices de aridez, umidade e efetivo de umidade de Thornthwaite e do índice de aridez do UNEP para dados climatológicos e seriais;
- Determinar a classificação climática a partir dos índices climáticos e quantificar o valor percentual, nos períodos seriais anuais, para cada tipo climático;
- Investigar a consistência entre a classificação climática climatológica padrão com as obtidas no modo seriado;
- Identificar, a partir da análise espectral de ondaletas, ciclos predominantes dos índices climáticos para cada local em estudo;
- Discutir a provável relação dos resultados obtidos com as variações na configuração térmica da bacia dos oceanos Pacífico e Atlântico.

3. O ESTADO DA PARAÍBA: ASPECTOS NATURAIS, SOCIAIS E ECONÔMICOS

No presente Capítulo, são dispostos, de forma concisa, os aspectos naturais e socioeconômicos do estado da Paraíba. As informações apresentadas foram selecionadas por meio de levantamento bibliográfico junto aos órgãos públicos responsáveis, como o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (1990, 2014 e 2015), Instituto de Desenvolvimento Municipal e Estadual da Paraíba/Secretaria de Planejamento do Estado da Paraíba - IDEME/SEPLAN (2003) e IDEME (2013) e Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba - AESA (2005, 2013 e 2015). Citações, afora das acima mencionadas, são devidamente referenciadas no decorrer do texto.

3.1. Localização e situação

Centrado na porção mais oriental da região Nordeste do Brasil, entre as latitudes de 08°19'54,7"S e 06°0'11,1"S e as longitudes de 38°47'58,3"W e 34°45'50,4"W, a Paraíba possui como limites, os estados do Rio Grande do Norte, ao norte, de Pernambuco, ao sul e do Ceará, ao oeste, a leste, é banhado pelo oceano Atlântico. A maior extensão do Estado, de leste para oeste, exibe uma distância linear de 443 km (3°59'11"), enquanto que, na direção norte/sul, possui uma distância angular de 2°17'06" de latitude, que corresponde a uma distância linear de 253 km. A faixa litorânea é delineada por uma extensão de 138 km, com início na foz do rio Goiana, limite com o estado de Pernambuco, e término na foz do rio Guaju, divisa com o estado do Rio Grande do Norte; nesta região, se localiza o ponto mais oriental das Américas - Ponta do Seixas.

Com uma área de 56.469,744 km², ocupa a sexta posição em extensão territorial em relação à região Nordeste, representando 3,63 % de sua área, e a vigésima primeira do Brasil, com apenas 0,66% do território brasileiro. Desta superfície, 48.785,300 km² estão incluídos na área de semiárido, representando, deste modo, 4,97% da área do semiárido brasileiro e 86,4% do território paraibano (Ministério da Integração Nacional, 2005).

A divisão político-administrativa do Estado é formada por 223 municípios, organizada e regida pela Constituição Estadual de 1989, observando os princípios da Constituição Federal de 05 de outubro de 1988. Possuía, em 2014, uma população estimada de 3.943.885 de habitantes, numa densidade demográfica de 66,7 habitantes por km², com rendimento nominal mensal domiciliar *per capita* da população residente estimado em 986,21 reais, em 2013.

3.2. Aspectos climáticos

A Paraíba dispõe de tipos climáticos variados, relativamente dependentes das diferenças de relevo e dos efeitos de maritimidade e continentalidade. Na região litorânea, apresenta clima tropical úmido significativamente conexo às condições imperantes nas águas do oceano Atlântico. À medida que há o deslocamento para o interior, torna-se semiárido sujeito a estiagens prolongadas com índices pluviométricos bastante irregulares e concentrados apenas em alguns meses do ano. A climatologia da precipitação total anual média em mm/ano é apresentada na Figura 1, da qual se pode observar um acentuado gradiente pluviométrico desde o litoral até a região central, voltando a elevar-se, em menor magnitude, na direção oeste. Também fica claro, o delineamento da isoietas de 800 mm/ano, um dos requisitos para a delimitação de semiárido, o qual encobre grande área do território paraibano. Neste conjunto, apresenta áreas em que os totais médios anuais ficam entre 300mm/ano e 500mm/ano (no centro), enquanto que a leste, na região litorânea, distante aproximadamente 150 Km apenas, observam-se valores anuais médios próximos a 2000mm/ano (SUDENE, 1990; MENEZES et al., 2010). Isto denota a alta variabilidade espacial com que se comportam as chuvas no Estado, chegando a ultrapassar os 1500 mm/ano em pouco mais de 100 quilômetros de distância (áreas em tons de verde ao vermelho escuro).

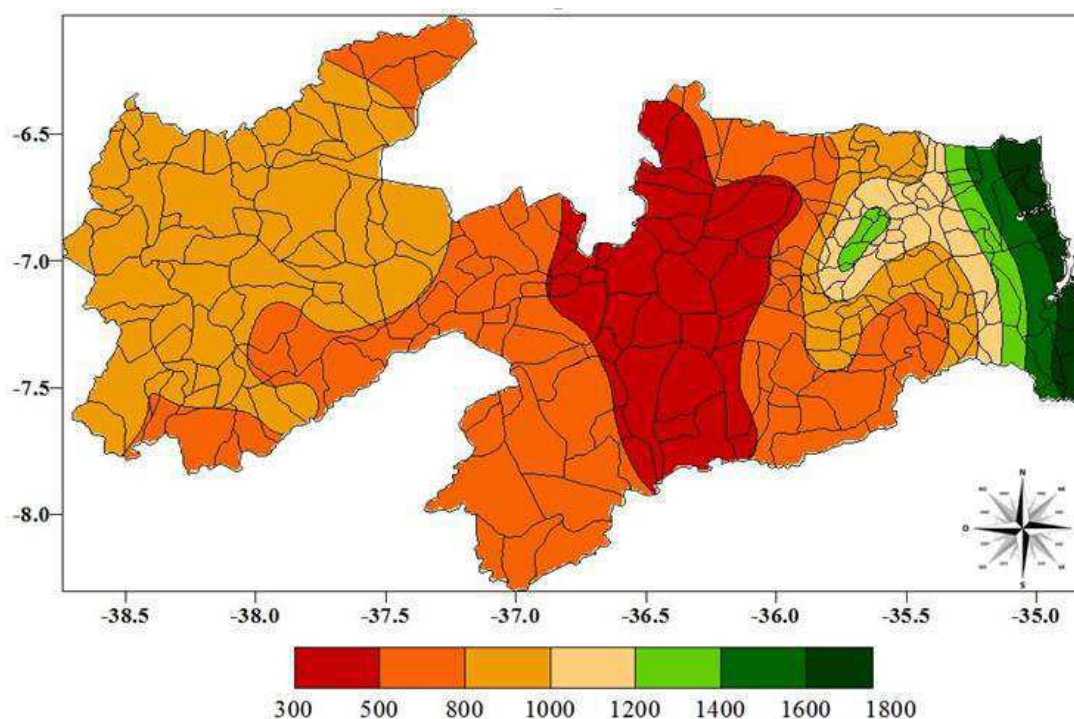


Figura 1 - Climatologia da precipitação pluviométrica no estado da Paraíba em mm/ano, período: 1910 a 1985. Fonte: Autoria própria; Dados SUDENE (1990).

Intrínseco à região Nordeste do Brasil, a Paraíba apresenta seu regime de chuvas influenciado pelos principais sistemas oceânico-atmosféricos condicionantes do clima da Região. Neste contexto, a bibliografia científica destaca que pelo menos seis sistemas atmosféricos colaboram na ocorrência de chuvas no Estado, seguindo características próprias de posicionamento e época de maior ou menor atuação efetiva, que são a ZCIT, os ciclones na média e alta Troposfera do tipo Baixas Frias, conhecidos como Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis da atmosfera (VCAN), as perturbações associadas a sistemas frontais transientes no centro sul do NEB (Frentes Frias - FF), os fenômenos transientes de grande escala como as Oscilações de Madden e Julian (OMJ), além dos mecanismos de mesoescala como os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), as Linhas de Instabilidade (LI) e os efeitos de brisas terrestre e marítima, enquanto que fenômenos de microescala são gerados por circulações orográficas e por pequenas células convectivas. Além dos sistemas tipicamente meteorológicos, os eventos oceânico-atmosféricos também contribuem para a alta variabilidade da precipitação no NEB, a exemplo, dos fenômenos El Niño-Oscilação Sul, Dipolo de anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico tropical, Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) e a Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA), (FERREIRA e MELLO, 2005); BECKER et al., 2011; SOUSA, 2011; ALVES, 2012).

Igualmente à pluviometria, a temperatura do ar se apresenta como um dos mais importantes elementos na caracterização do tempo e do clima de uma determinada região. Inúmeros fatores são altamente dependentes da variabilidade térmica, como a informação básica para o zoneamento climático de culturas agrícolas, uma vez que havendo a escassez de chuvas, conjuntamente com o registro de altas temperaturas, há de se esperar altas taxas de evaporação e de deficiência hídrica, o que influenciará negativamente tanto no armazenamento de água quanto na produção agrícola. Além disso, as plantas têm um range de temperatura apropriada para o desenvolvimento, por exemplo, o trigo tem um intervalo de temperatura ótima para o seu desenvolvimento pleno de 15°C a 20°C e o milho de 20°C a 30°C (DOORENBOS et al., 1979).

Neste aspecto, o estado da Paraíba ainda se apresenta carente de uma rede termométrica passível de dar suporte a estudos mais acurados. Todavia, devido à sua posição geográfica, em que a variabilidade térmica é altamente condicionada pela alteração de altitude e espaço, pode-se delinear condições térmicas predominantes: temperatura do ar média anual variando entre 22°C e 27°C, com os valores mínimos e máximos extremos verificados na parte sul do Cariri e no centro leste da região do Sertão, respectivamente, enquanto a temperatura mínima média anual, oscila entre 18,0°C e 21,5°C, e as máximas podem variar entre 27,5°C e 32,9°C. Os picos de temperatura máxima, em torno dos 34,8°C são,

climatologicamente, verificados no mês de novembro, contrapondo-se às mínimas mais baixas do ano que ocorrem em agosto, em torno de 14,9°C, na média (INMET, 2009). Com isto, a evaporação é relativamente alta, com valores de evaporação potencial variando de 1390 a 2290 mm/ano. A umidade relativa do ar média mensal atinge 51%, nos meses mais secos, e 91%, nos mais úmidos, e com predominância de ventos alísios de nordeste a sudeste.

Intrinsecamente à perspectiva climática, apresenta-se inerente o conhecimento agregado das características e das formas de organização socioeconômica e política predominantes. Nesta condição, ao se julgar uma visão regional, que leva em consideração o acoplamento dos aspectos natural, econômico, social e político, o estado da Paraíba encontra-se subdividido em quatro grandes regiões geográficas.

3.3. Regiões geográficas

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, na função de órgão provedor de dados e informações do País, como a produção, coordenação e consolidação de informações estatísticas, geográficas e cartográficas, divide o País em meso e micro regiões geográficas (IBGE, 1990).

Assim, a Paraíba é dividida, oficialmente, em quatro mesorregiões e vinte e três microrregiões geográficas, cada uma com suas particularidades que levam em consideração elementos, como a similaridade social e econômica, o potencial para o desenvolvimento e o fortalecimento das aptidões identificadas em cada área de abrangência. Nesta análise, estão envolvidos: o processo social, como determinante, o processo natural como condicionante e a rede de comunicação e de lugares como elementos da articulação espacial, permitindo, desta maneira, a identidade regional de cada espaço, não se constituindo numa entidade político-administrativa (SÁ JÚNIOR, 2009). As quatro mesorregiões do estado da Paraíba são distribuídas da seguinte forma:

a) **Mesorregião da Mata Paraibana** - Compreende uma região de clima úmido que acompanha a faixa litorânea, na qual, a mata existente foi, ao longo do tempo, significativamente substituída pela cana-de-açúcar. Embora esteja extremamente descaracterizada de sua conformação original, a Mata Paraibana integra, do ponto de vista da sua flora e fauna, bem como do processo histórico, a área de domínio de formação florestal da Mata Atlântica. É composta por quatro microrregiões e trinta municípios em uma área territorial de 5.232,396 Km², correspondendo a 9,9% do território paraibano. Constitui-se na região mais povoada e urbanizada do Estado, e apresentava, em 2014, uma população projetada de aproximadamente 1,4 milhões de habitantes, nela, inserida, a capital João Pessoa.

b) **Mesorregião do Agreste Paraibano** - Esta mesorregião é formada por sessenta e seis municípios agrupados em oito microrregiões. Em 2014, somava uma população estimada pouco superior a 1,2 milhões de habitantes distribuídos por uma área de 12.914,069 km². Encontra-se numa posição intermediária entre o úmido e o semiárido, sendo sinônimo de pluralismo, tanto no que tange às condições naturais, como no que se refere à organização da produção, pois se caracteriza pela policultura juntamente com a criação de gado e forte adensamento populacional. Recebe uma pluviometria anual média de 782,4mm, da qual 70% ocorrem entre os meses de março e julho com deslocamento temporal de oeste para leste.

c) **Mesorregião da Borborema** - A mesorregião da Borborema é composta pela união de quarenta e quatro municípios incorporados em quatro microrregiões. Ocupa uma área de 15.572,891 km² com uma população estimada próxima aos 300 mil habitantes. Trata-se de uma região fortemente individualizada tanto do ponto de vista das condições naturais, quanto da estrutura produtiva. Na mesma, prevalece a caprinocultura e mineração, além do cultivo do algodão e culturas de subsistência, destaca-se por compreender a maior concentração de minerais do território paraibano. Borborema deriva da língua Tupi, que significa terra seca e de difícil plantio. Nela, são registrados os menores índices pluviométricos do Estado, predominantemente inferiores a 500mm anuais. O período mais chuvoso é curto e incide entre os meses de fevereiro e abril, representando 62% da climatologia anual.

d) **Mesorregião do Sertão Paraibano** - O Sertão Paraibano compreende a maior mesorregião da Paraíba e caracteriza-se pela predominância de clima semiárido, cobertura vegetal de caatinga e ocupação pecuária preponderante. Oitenta e três municípios, divididos em sete microrregiões, compõem esta mesorregião. Em 2014, possuía uma população estimada de quase 900 mil habitantes, distribuídos em 22.720,482 km² de área, perfazendo uma baixa densidade demográfica de 39,3 habitantes por km². O clima apresenta-se menos seco que na Borborema, porém, é altamente dependente do regime de chuvas imperante. Neste contexto, 77% das chuvas ocorridas na região, apresentam-se concentradas nos primeiros quatro meses do ano, enquanto que, no restante do ano, como também acontece na Borborema, configura-se um longo período de estiagem entre os meses de junho e novembro.

3.4. Relevo e hidrografia

O solo paraibano é constituído por uma ampla extensão de rochas resistentes e significativamente longínquas, que remetem da era pré-cambriana com mais de 2,5 bilhões de anos. Formam um complexo cristalino que favorece a ocorrência de minerais metálicos, não metálicos e gemas (IDEIÃO, 2009). Estima-se, que nesta idade geológica, data-se o surgimento dos sítios arqueológicos e paleontológicos.

Neste contexto, aproximadamente 90% do território paraibano está assentado em rochas ígneas (ou eruptivas) e metamórficas (de transformação), portadoras de uma enorme variedade de materiais que, juntamente com o clima, influenciam diretamente na diversidade de solos existentes no Estado.

Conforme mostrado na Figura 2, o relevo do estado da Paraíba apresenta-se, de forma geral, bastante diversificado, e constituindo-se de formas geradas por diferentes processos ao longo do tempo.

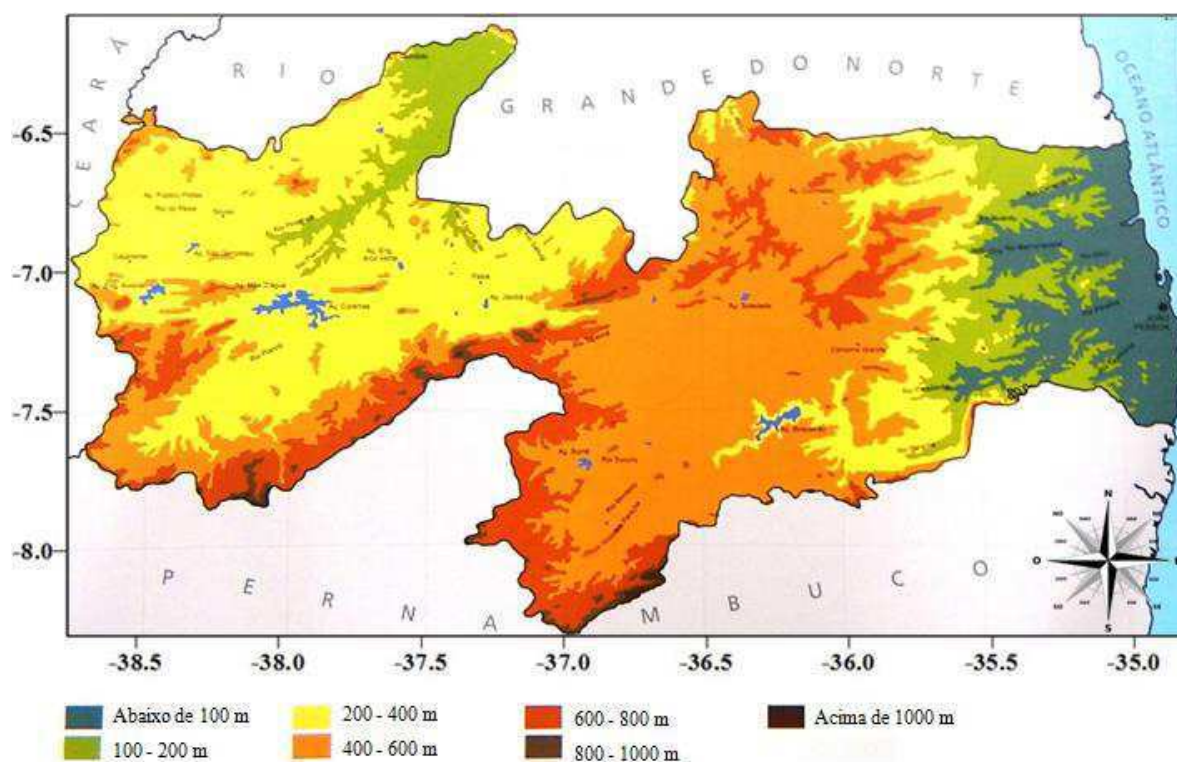


Figura 2 - Mapa altimétrico do estado da Paraíba. A variação de cores representa níveis de altitude em metros. Fonte: adaptado de IDEME/SEPLAN (2003).

No que concerne ao clima, a topografia assume importante papel e com significativa interferência, contribuindo na diversidade climática existente. Na Paraíba, o IBGE destaca cinco principais unidades morfológicas, representantes das características presentes em cada unidade de relevo, resumidamente descritas em:

a) **Baixada Litorânea** - Área formada por praias e terras arenosas. Compreende os terrenos planos constituídos por sedimentos recentes que ocupam as cotas mais baixas da orla marítima e adjacências, cujas altitudes variam de 0 a 400 metros. Este relevo é composto por plataformas de acumulação marinha, restingas, dunas, formas lacustres, mangues e várzeas. Excetuando-se os trechos do litoral, em que ocorre o processo erosivo natural, a presença das restingas e plataformas de acumulação é uma constante na Baixada Litorânea.

b) **Baixos Platôs Costeiros** ou **Tabuleiros Costeiros** - Espaços formados por acúmulo de terras que descem das áreas mais elevadas. Estabelecem uma ampla superfície plana ou suavemente ondulada com altitude média de 40 a 100 metros que acompanham a direção da faixa litorânea. Seus limites com a Baixada Litorânea são caracteristicamente nítidos e abrangem platôs de origem sedimentar, que apresentam grau de entalhamento variável, ora com vales estreitos e encostas abruptas, ora abertos com encostas suaves e cavado com amplas várzeas. De maneira geral, os solos são profundos e de baixa fertilidade natural.

c) **Depressão Sublitorânea** - Situa-se entre os Tabuleiros Costeiros e a costa do Planalto da Borborema. Trata-se de uma área baixa, com altitudes de até 300 metros, colinosa e com relevo suave ondulado, sendo drenada por rios temporários de vales abertos e pouco profundos. O limite oeste desta área ocorre quase que abruptamente com a escarpa do Planalto da Borborema.

d) **Planalto da Borborema** - Se compõe no mais característico elevado acidente da região Nordeste do Brasil, exercendo, na Paraíba, um papel de singular importância no conjunto do relevo e na diversificação do clima. Cruza a Paraíba de nordeste a sudeste com a presença de várias serras, de altitudes variáveis entre 500 e 800 metros. A Serra de Teixeira se constitui numa das mais conhecidas, com uma altitude média de 700 metros. Nela, encontra-se o ponto culminante da Paraíba, a saliência do Pico do Jabre, localizado no município de Maturéia, o qual apresenta uma altitude de 1197 metros acima do nível do mar.

e) **Depressão Sertaneja** - Nesta unidade morfológica, destacam-se a superfície de aplainamento com pequenas elevações geralmente formadas por penhascos rochosos que ocorrem em algumas áreas de planícies e a bacia sedimentar cretácea. Distingue-se por expor áreas planas de altitude entre 200 a 500 metros e serras de áreas cristalinas com altitudes superiores a 700 metros. Com áreas isoladas de solos profundos e de alta fertilidade natural sobrevêm, com frequência, no piemonte das elevações.

O sistema hidrográfico do estado da Paraíba é marcado pela predominância dos rios temporários, ou intermitentes, que reduzem seu volume d'água ou secam completamente durante o período de longa estiagem, e dos rios de regime pluvial, cujas cheias ou secas dependem das estações chuvosas e secas, respectivamente.

Com isto, a prática de açudagem é muito comum devido à característica de intermitência da maioria dos rios, e à necessidade de se manter água para as atividades vitais durante os períodos de estiagem (CURI et al., 2014). Ideião (2009), ao citar CAGEPA (2005), alerta para o alto índice de açudagem no Estado, beirando a dez mil açudes, dos quais, apenas 192 possuíam capacidade superior a 300 mil metros cúbicos e com poder acumulativo superior a quatro bilhões de metros cúbicos. Nos demais, com capacidade de acumulação inferior a 300.000 m³, pode-se acumular cerca de 1,3 bilhão de metros cúbicos.

O gerenciamento dos recursos hídricos subterrâneos e superficiais de domínio do estado da Paraíba, de águas originárias de bacias hidrográficas localizadas em outros Estados que lhe sejam transferidas através de obras implantadas pelo Governo Federal e de águas de domínio da União que ocorrem em território paraibano é, na atualidade, de competência da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba - AESA. Sendo a mesma criada pela Lei nº 7.779, de 07/07/2005, sob a forma jurídica de uma Autarquia, e vinculada à Secretaria de Estado da Infraestrutura, dos Recursos Hídricos, do Meio Ambiente e da Ciência e Tecnologia - SEIRHMACT.

Desta forma, em termos oficiais, no ano de 2017, são monitorados 127 açudes públicos na Paraíba, os quais, conjuntamente, apresentam um poder acumulativo de 3.783.915,864 m³ de água, distribuído em onze bacias hidrográficas. De acordo com o rio principal, tais bacias decompõem-se em: bacia do rio Paraíba, bacia do rio Abiaí, bacia do rio Gramame, bacia do rio Miriri, bacia do rio Mamanguape, bacia do rio Camaratuba, bacia do rio Guaju, bacia do rio Piranhas, bacia do rio Curimataú, bacia do rio Jacu e bacia do rio Trairi, sendo, as cinco últimas, de domínio Federal. As bacias dos rios Piranhas e Paraíba emergem como as mais representativas, acobertando 82% da área do território paraibano.

O maior potencial hídrico para o estado da Paraíba é ofertado pela bacia hidrográfica do rio Piranhas. Nela está localizado o Complexo Coremas/Mãe D'água, que dispõe de uma capacidade máxima de armazenamento de água de 1,358 bilhões de m³. Tem o Piranhas como rio principal, o qual nasce no Alto Sertão da Paraíba e deságua no litoral do estado do Rio Grande do Norte. Possui uma área de drenagem, no território paraibano, de 26.183 Km² (46.4% da área total do Estado) e está totalmente inserida na região semiárida. Constitui-se de quatro sub-bacias: Piancó, Peixe, Espinharas e Seridó bem como das regiões do Alto e Médio Curso do rio Piranhas, contemplando, assim, cento e dois municípios e totalizando uma população de aproximadamente um milhão de habitantes.

Com uma área de 20.072 km², a bacia hidrográfica do rio Paraíba é a segunda maior do Estado e considerada uma das mais importantes do semiárido nordestino. Totalmente contida no território paraibano, abrange, 35,5% da sua área e abriga aproximadamente dois milhões de habitantes e recebe a drenagem de toda a porção sul do Planalto da Borborema. Seu principal rio é o Paraíba, que tem sua nascente no Planalto da Borborema e transcorre até o oceano Atlântico, onde forma importante estuário. Esta bacia é composta pela importante sub-bacia do Rio Taperoá e regiões do Alto, Médio e Baixo Curso do rio Paraíba. Além da grande densidade demográfica, estão incluídas, bacia do rio Paraíba, as cidades de João Pessoa, capital do Estado e Campina Grande, seu segundo maior centro urbano.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1. Variabilidade pluviométrica

Para o Ministério da Integração Nacional, o semiárido brasileiro não compõe um espaço homogêneo, tampouco desértico ou impróprio à vida, todavia, apresenta alta diversidade ecológica e múltiplos recursos naturais. Também sugere que as suas características climáticas indicam, não ser a falta de chuvas a responsável pela oferta insuficiente de água, mas sim, a sua má distribuição espacial e, principalmente, interanual, associada a uma alta taxa de evapotranspiração, que resultam no fenômeno da seca, o qual periodicamente ocorre nesta área do País (BRASIL, 2005).

A disponibilidade e usos da água no NEB, particularmente no semiárido, perdura, ao longo do tempo, como uma demanda crucial no que diz respeito ao seu efetivo desenvolvimento social e econômico. O semiárido nordestino é uma região carente em volume de escoamento de água dos rios. Cirilo et al. (2011) interpretam que essa condição advém da variabilidade temporal da pluviometria e das características geológicas predominantes, onde há o domínio de solos rasos fundados sobre rochas cristalinas e consequentes baixas trocas de água entre o rio e o solo adjacente. Como resultado, prevalece, na Região, a existência de densa rede de rios intermitentes, contrapondo-se a escassos rios perenes.

Nesta mesma percepção, Moura et al. (2007) já consideravam que a inconstante distribuição das chuvas no semiárido nordestino, combinada à reduzida capacidade de retenção de água na maioria dos solos faz com que grande parte da sua população seja altamente dependente da água da chuva, de sua captação e de seu armazenamento. Ressalta-se que até o armazenamento em grandes açudes (com capacidade superior a um bilhão de metros cúbicos) não representa segurança hídrica para a população do semiárido, como observado no mais recente período de estiagem (2012 aos dias atuais/2017).

A configuração hídrica das regiões semiáridas é significativamente distinta das regiões úmidas e áridas, a precipitação é irregular, pouco frequente e com casuais períodos de seca. Fatores como mudanças climáticas e atividades antropogênicas fazem, ainda mais, aumentar a complexidade hídrica das regiões semiáridas. Entender estes fatores atuais e construir cenários futuros torna-se primordial para gestão e planejamento de recursos naturais renováveis (MONTENEGRO, 2012).

A expressiva variabilidade espacial e temporal com que se comporta a precipitação pluviométrica no NEB, a transforma no principal elemento meteorológico a ser investigado, e tem movido, ao longo dos anos, a comunidade científica, tanto nacional quanto internacional, a

se voltar ao estudo dos fenômenos meteorológicos que ocorrem na Região, tendo em vista que a frequente ocorrência de períodos de estiagens durante a estação chuvosa tem gerado fortes impactos socioeconômicos decorrentes de prejuízos agrícolas e déficits no armazenamento hídrico (BECKER et al., 2011).

Araújo (2013) avalia que a elevada variabilidade temporal se constitui na principal característica das séries mensais pluviais e fluviais no NEB, com eventos de diferentes escalas de espaço e tempo interagindo entre si. A expressiva variabilidade interanual da pluviometria, associada aos baixos totais pluviométricos anuais, com acentuada redução do total pluviométrico sazonal durante o período chuvoso, se constitui num dos principais fatores para a ocorrência dos eventos de estiagem no semiárido nordestino (MOURA et al., 2007). Mesmo nos anos em que o total de chuva é próximo da média, podem ocorrer períodos de estiagem prolongados (veranicos), que se intercalam com episódios de chuvas mais intensas, ocasionando a “seca verde” ou agrícola. Assim, para caracterizar a qualidade da estação chuvosa, de forma a contemplar uma maior diversidade de condições hidrometeorológicas é necessário considerar, não somente os totais sazonais de chuvas, mas, também a variabilidade temporal em escalas intra-sazonal e sazonal (NOBRE e MELO, 2001).

Magalhães e Glantz (1992) definem uma condição de seca, no aspecto meteorológico, como sendo uma acentuada redução dos totais pluviométricos anuais. Enquanto, que uma “grande seca” ocorre quando os totais anuais de chuvas não atingem 50% das normais climatológicas para uma fração significativa de aproximadamente metade da área semiárida do NEB. Todavia, mesmo em anos nos quais os totais pluviométricos são próximos à média histórica, a sua distribuição temporal durante a estação chuvosa pode afetar substancialmente os recursos hídricos, agricultura e pecuária.

A compreensão da variabilidade espacial da precipitação em determinada região é condição essencial, uma vez que seu padrão interanual e sazonal torna-se decisivo para o desenvolvimento agrícola e aos diversos setores da economia. Neste contexto, a confiabilidade das estimativas de precipitação é de suma importância (PEREIRA et al., 2013). A necessidade de se avaliar as mudanças nos padrões espaciais e temporais de precipitação emerge como elemento primordial para a melhoria das estratégias de gestão da água em uma determinada região (OGUNTUNDE et al., 2011). Por esses motivos, inúmeros estudos têm sido desenvolvidos com melhores níveis de confiabilidade, a exemplo de Hastenrath e Heller (1977), Silva et al. (2011) e Kayano et al. (2016), que utilizaram-se da variabilidade pluviométrica a fim de descrever as oscilações interanual e interdecenal do clima da região Nordeste do Brasil.

Nos estudos de variabilidade climática, os oceanos apresentam papel fundamental, constituindo-se numa forçante ou sumidouros expressivos para o desencadeamento dos processos atmosféricos e no controle das trocas de calor latente e sensível. Variações nas configurações da TSM, que persistam por um tempo suficientemente longo, de alta ou baixa frequência, devem causar significativos impactos no clima já que é a principal variável física associada às condições climáticas anômalas globais (COSTA et al., 2013).

No intuito de implementar metodologias de previsão climática mais confiáveis, Molion e Bernardo (2002) sugerem que a variabilidade interanual da distribuição de chuvas no NEB, tanto nas escalas espacial quanto temporal, relaciona-se a mudanças nas configurações de circulação atmosférica de grande escala e à interação oceano-atmosfera no Pacífico e Atlântico tropicais. Seguindo esta linha, Araújo e Brito (2011) confirmam que as anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico influenciam no regime de chuvas dos estados da Bahia e Sergipe.

Anteriormente, Moura et al. (2009), ao determinar a relação entre a precipitação do leste do NEB e a temperatura dos Oceanos, já verificavam que a correlação observada entre a precipitação e a TSM do Atlântico é superior à calculada para o Pacífico, e que as anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical sul induzem chuvas sobre o leste do NEB, enquanto que anomalias positivas no Pacífico equatorial tendem a inibir a ocorrência de chuvas naquela área do NEB, correlação esta, reafirmada por Nóbrega et al. (2014) ao procurar identificar tendências de índices extremos de precipitação sobre a Paraíba, e correlacioná-los com as anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico.

Ao explorar a variabilidade da precipitação no Nordeste de Brasil e os correspondentes mecanismos circulatórios, Polzin e Hastenrath (2014) citam que o período chuvoso do norte do Nordeste do Brasil apresenta curta duração e é condicionado principalmente pelo posicionamento mais ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no decurso do seu ciclo anual. Por outro lado, situação desfavorável ocorre com a posição anormalmente mais ao norte da ZCIT, o qual é condicionado pela anomalia de TSM na bacia do oceano Atlântico adjacente. Em geral, em anos de precipitação inferior à média climatológica, observa-se TSM mais elevada e menor pressão na bacia norte do Atlântico tropical, o que torna os ventos alísios de nordeste mais fracos e o fluxo de sudeste mais intensificado, inibindo o deslocamento da ZCIT para o sul, enquanto que, em anos de chuvas abundantes, é observado o inverso.

Deste modo, a variabilidade interanual da precipitação do NEB tem sido ao longo dos anos, objeto de estudo nas mais variadas áreas de pesquisa, tanto por pesquisadores de institutos nacionais quanto internacionais. Por outro lado, é pouco conhecido que a Paraíba se

constitui no Estado nordestino que apresenta a maior variabilidade espacial da precipitação. Com pouco mais de 50 mil quilômetros quadrados, dispõe de pelo menos dois regimes básicos de precipitação: fevereiro a maio, que favorece os setores central e oeste, e abril a julho, no leste, quando as chuvas se concentram fundamentalmente na região litorânea e escarpa leste do Planalto da Borborema (BECKER et al., 2011; GOMES et al., 2015).

Contudo, para um resultado eficaz, é necessário compreender esta variabilidade, tanto em pequena, quanto em meso e grande escalas, uma vez que as precipitações que ocorrem em pequenas áreas, em geral, podem estar conectadas às condições de escala maior. Com isto, torna-se relevante aprimorar os estudos já existentes, na tentativa de reduzir a incerteza e aumentar a precisão da informação (MARENGO e SILVA DIAS, 2006). Ademais, é salutar ampliar o leque de investigação para além dos totais anuais da precipitação e de sua variabilidade interanual, como, por exemplo, a investigação de índices climáticos regionais.

4.2. Evapotranspiração

A água pode retornar para a atmosfera através de dois processos naturais, que são a evaporação e a transpiração. O primeiro processo se estabelece a partir da evaporação de corpos d'água e da água estocada no solo. De forma conceitual, a evaporação é definida como um processo físico de mudança de fase, passando do estado líquido ou sólido para o estado gasoso. Na atmosfera advém de oceanos, lagos, rios, do solo e da vegetação úmida (evaporação do orvalho ou da água interceptada das chuvas). A transpiração, por sua vez, é um processo biofísico pelo qual a água que passou pela planta, fazendo parte de seu metabolismo, é transferida para a atmosfera, na forma de vapor, preferencialmente pelos estômatos após a absorção de água pelas raízes da planta. Neste processo, a evaporação ocorre a partir das paredes celulares em direção aos espaços intercelulares de ar, ocorrendo, através dos estômatos, a difusão para a atmosfera (SENTELHAS e ANGELOCCI, 2009; CEJAS et al., 2014). Assim, a transferência de água para a atmosfera pela evaporação ou pela transpiração forma importante elo do ciclo hidrológico da natureza.

Neste contexto, a evapotranspiração se constitui num componente crucial do ciclo hidrológico e do balanço de energia global, desempenhando um papel-chave no cômputo de energia e água para equilibrar o sistema terra-atmosfera, tornando-se um excelente indicador para estudos de mudanças climáticas e de modelagem hidrológica. Assim, a análise da sua variação espaço-temporal é essencial para uma melhor compreensão da mudança e variabilidade do clima e seus efeitos sobre o ciclo hidrológico e recursos hídricos (ZUO et al., 2012; ZHAO et al., 2014).

Em regiões áridas e semiáridas, a disponibilidade de água é uma grande limitação na produção agrícola devido às chuvas serem insuficientes para compensar as necessidades de água das culturas. Isto torna a evapotranspiração num dos componentes mais relevantes do balanço hídrico do solo e num dos principais parâmetros climáticos, exercendo papel importante no controle da energia e da troca de massa entre a atmosfera e os ecossistemas terrestres (CONSOLI e VANELLA, 2014).

Tendo em vista a impraticabilidade na estimativa do vapor d'água proveniente da evaporação da água e da transpiração, define-se como evapotranspiração como o processo simultâneo de transferência de água para a atmosfera pela evaporação e transpiração (SENTELHAS e ANGELOCCI, 2009). A evapotranspiração depende da quantidade de água disponível na superfície e da capacidade da atmosfera absorver vapor d'água. Quando a quantidade de água evapotranspirada é igual à capacidade máxima de vapor d'água que atmosfera é capaz de absorver, denomina-se de Evapotranspiração Potencial (ETP).

O conceito de ETP tem sido objeto de muitas discussões (ALLEN et al., 1994), entretanto, a percepção de consenso na agrometeorologia considera a ETP como a quantidade de água que seria utilizada, na unidade de tempo, por uma extensa superfície vegetada com grama ou alfafa, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrição hídrica. A ETP é limitada apenas pelo balanço vertical de energia, ou seja, pelas condições do ambiente local, podendo ser estimada por fórmulas teórico-empíricas desenvolvidas para condições climáticas. Nesse caso, depende apenas das variáveis meteorológicas, consistindo num valor indicativo da demanda evapotranspirativa da atmosfera de um determinado local, expressando, assim, o potencial de evapotranspiração sob as condições meteorológicas vigentes (PEREIRA et al., 2007). Portanto, é estabelecida como um dos principais componentes do balanço de água e de grande empregabilidade em climatologia, tanto para estudos de classificações climáticas, quanto para a mensuração das disponibilidades hídricas regionais.

Para Thornthwaite (1948), a ETP consiste num índice de eficiência térmica dada nas mesmas unidades que a precipitação, porém com sentidos opostos. Seus parâmetros fornecem dados acerca de deficiências e de excedentes hídricos, essenciais nas pesquisas e trabalhos agrometeorológicos. A evapotranspiração é uma variável que aparece tanto no balanço hídrico quanto no equacionamento do balanço de energia da superfície da terra. No entanto, é o componente mais problemático do ciclo da água a ser estimado com precisão devido à heterogeneidade de cenários e do grande número de fatores controladores envolvidos, incluindo o clima, biofísica da planta, as propriedades do solo e topografia (YUAN et al., 2012).

A evapotranspiração é afetada por diferentes fatores climáticos como a temperatura, luz solar, umidade atmosférica, vento, albedo da superfície e umidade do solo, bem como das propriedades do solo e das plantas. Portanto, a sua estimativa é uma tarefa muito complicada e desafiadora.

Devido às complexas interações entre os componentes do sistema de evapotranspiração-planta-atmosfera da terra se constitui, talvez, no mais difícil de todos os componentes do ciclo hidrológico (YANG e YANG, 2012). Mesmo assim, muito pesquisadores desenvolveram equações objetivando estimar a ETP, tendo como pioneiros Thornthwaite (1948) e Penman (1948). Posteriormente, Monteith (1965) modifica a equação de Penman incorpora os termos aerodinâmicos, representados pela resistência do dossel da cultura, que depende das características fisiológicas da planta, e a resistência aerodinâmica, que envolve o papel do vento na difusão turbulenta do calor sensível e do vapor d'água, sendo estimada como a Evapotranspiração de Referência (ET_o).

Mais tarde, Allen et al. (1998) parametrizam a equação de Penman-Monteith utilizando para a estimativa de ET_o, grama com 12 cm de altura ($h_c = 12 \text{ cm}$), resistência aerodinâmica da superfície de 70 s.m^{-1} , albedo de 0,23, deslocamento do plano de velocidade do vento zero $d_0 = 0,67h_c$, comprimento de rugosidade para transferência de momentum $z_{om} = 0,123h_c$, comprimento de rugosidade para transferência de vapor $z_{ov} = z_{om}$ e constante de von Kármán $k = 0,41$. Esta metodologia passou a ser considerada como padrão pela Organização das Nações Unidas para a Agricultura e Alimentação (FAO), o que levou o método a receber a denominação FAO-Penman-Monteith. Entretanto, sua aplicabilidade torna-se limitada devido ao mesmo apresentar um significativo nível de exigência de dados de entrada, uma vez que tais elementos meteorológicos nem sempre se encontram disponíveis na maioria das regiões.

A preferência por um método de estimativa da ETP depende de uma série de fatores, sendo um deles a disponibilidade de dados meteorológicos, pois métodos complexos, que exigem grande número de variáveis, somente terão aplicabilidade quando houver disponibilidade de todos os dados necessários (PEREIRA et al., 2007). Neste argumento, seria apropriado utilizar métodos empíricos com uma menor exigência em termos de dados meteorológicos (SOUZA, 2011).

4.3. Balanço hídrico

O balanço hídrico é de fundamental importância nos estudos que envolvem a classificação climática de um determinado local, bem como o excedente ou déficit de água de uma região e o tipo de cultura agrícola ou pecuária que possa ser implementado (FREITAS, 2009). Diferentes autores definem balanço hídrico como sendo a contabilidade hídrica do solo,

ou seja, o cômputo de todos os ganhos e perdas de água, juntamente com o seu armazenamento, que ocorre no solo ou em uma bacia hidrográfica em um determinado período de tempo.

Distintas escalas espaciais também podem ser consideradas para a contabilização do balanço hídrico. Ao se considerar uma escala macro, o balanço hídrico representa o próprio ciclo hidrológico, cujo resultado indicará a água disponível na biosfera composta pelo sistema: solo, gelo, rios, lagos, pântanos, vegetação úmida, oceanos e atmosfera (SENTELHAS e ANGELOCCI, 2009).

A capacidade de calcular o balanço hídrico através do uso do conceito de ETP pode levar a uma compreensão mais determinística de problemas fundamentais em muitos campos de investigação, especialmente em climatologia e agroclimatologia. Em regiões áridas ou semiáridas, tanto quanto nas regiões úmidas, é de capital importância para a solução dos complexos problemas que dizem respeito à umidade presente. Desta forma, o balanço hídrico contabiliza a precipitação e a ETP levando em consideração a capacidade de armazenamento de água no solo e a máxima quantidade de água utilizável pelas plantas (MOTA et al., 1970).

Pereira et al. (1997) descrevem o balanço hídrico como um sistema contábil de monitoramento da água do solo que deriva da aplicação do princípio de conservação de massa em um volume de solo vegetado. A variação de armazenamento de água, no volume considerado por intervalo de tempo, representa o balanço entre o que entrou e o que saiu de água de toda a área analisada. No caso do balanço hídrico climatológico, esse campo é dado pelo ponto de medida dos dados climáticos, principalmente a pluviometria e a ETP. Assim, de forma genérica, definem balanço hídrico como o cômputo das entradas e saídas de água de um sistema, constituindo uma metodologia muito utilizada para a avaliação do armazenamento de água no solo e quantificação de déficits e excessos hídricos ao longo do tempo.

O balanço hídrico climatológico é uma das ferramentas mais utilizadas para a estimativa da deficiência e do excedente hídrico, da reposição e da retirada da água do solo e da quantidade de água armazenada no mesmo (CARVALHO et al., 2011). Na literatura, existem variados métodos para o cálculo do balanço hídrico, cada qual aplicado a uma finalidade distinta. Um dos modelos mais difundidos pela comunidade científica é o proposto por Charles Warren Thornthwaite (THORNTHWAITE, 1948) e posteriormente modificado por John Russ Mather (THORNTHWAITE e MATHER, 1955; THORNTHWAITE e MATHER, 1957), tornando-se conhecido como Balanço Hídrico Climatológico de Thornthwaite e Mather (BHC). Uma das principais funções deste balanço é servir como base para classificações climáticas fundamentadas em índices como o de aridez, umidade e hídrico.

É relevante afirmar que o balanço hídrico de Thornthwaite e Mather é uma ferramenta muito útil também no compute do balanço de água de uma localidade ou região na forma seriada, ou seja, com desenvolvimento ao longo do tempo (BRITO, 2000).

Além disso, com apenas três informações principais (chuva, CAD e ETP), o balanço permite estimar a quantificação de variáveis hidrometeorológicas como a evapotranspiração real, a deficiência de água na atmosfera, o excedente hídrico e a variação de água armazenada no solo para um dado período de tempo (PEREIRA, 2005). Outro fator importante versa que BHC pode ser aplicado, conforme a escala de tempo compatível, às tomadas de decisões exigidas, sejam elas diária, semanal, decenal, mensal ou sazonal (TOMASELLA e ROSSATO, 2005), tornando-o amplamente aproveitado em estudos atuais.

Em áreas onde não há disponibilidade de dados além da temperatura do ar, o método do balanço hídrico desenvolvido por Thornthwaite e Matter (1955) emerge pelo grande valor prático na estimativa da evapotranspiração, cujos resultados têm sido largamente usados como parâmetros para estabelecer comparações entre condições climáticas reinantes em áreas distintas (VAREJÃO-SILVA, 2006) e, associado a um Sistema de Informação Geográfica (SIG), vem a ser uma poderosa ferramenta para os estudos do balanço hídrico e da evapotranspiração regional em áreas extensas (AMORIM et al., 1999).

Como resultado prático desta versatilidade, e considerando que a elaboração dos balanços hídricos em planilhas eletrônicas possibilita grande versatilidade no manuseio dos dados e na confecção de gráficos, Sentelhas et al. (1999), utilizaram-se de planilha EXCEL, adaptada por Rolim e Sentelhas (1999), e calcularam balanços hídricos climatológicos pelo método de Thornthwaite e Mather (1955) para 500 localidades brasileiras. Tal planilha ainda é, nos dias de hoje, amplamente utilizada em estudos que decorram da estimativa da ETP e do cálculo do BHC.

Neste argumento, Pereira (2007), ressalta que o BHC segundo Thornthwaite e Mather (1955), além de fornecer informações da disponibilidade hídrica ao longo do tempo, também provê um espectro da disponibilidade térmica pela evapotranspiração potencial ou de referência com vasta aplicação em agroclimatologia. Logo, para a efetivação desse tipo de balanço hídrico, demanda-se, na sua estimativa mais simples, tão somente de dados da temperatura do ar e pluviometria.

4.4. Sistemas de classificação climática

A classificação climática tem como propósito, identificar, em uma área ou região, zonas com peculiaridades climáticas e biogeográficas relativamente homogêneas; leva em consideração múltiplos elementos climáticos ao mesmo tempo, promovendo a troca de informações e análises a diversas finalidades, como a disponibilidade hídrica regional, as condições ecológicas, suas potencialidades agrícolas, o meio ambiente e o potencial vegetativo (ANDRADE JÚNIOR et al., 2005; NÓBREGA, 2010).

Partindo da hipótese de que a vegetação natural é a melhor expressão do clima de uma região, Köppen (1928) desenvolveu um Sistema de Classificação Climática (SCC) considerado um dos mais abrangentes e, ainda hoje, amplamente utilizado em sua forma original ou com algumas alterações (ROLIM et al., 2007).

Um método alternativo ao de Köppen, para classificação climática, foi proposto por Thornthwaite (1931). Este modelo, o qual não utiliza fronteiras de vegetação para definir áreas climáticas, baseava-se apenas na precipitação efetiva, mais tarde, a ser substituído por um segundo sistema de classificação, fundamentado na estimativa da evapotranspiração (THORNTHWAIT, 1948). Posteriormente, esta metodologia foi aprimorada por Thornthwaite e Mather (1955), entretanto, mantém-se difundida como a classificação climática de Thornthwaite.

Neste preceito, Souza et al. (2013) ao realizar classificações climáticas para o estado do Mato Grosso pelos métodos de Köppen e Thornthwaite, nos quais são avaliados dados de temperatura, precipitação, evapotranspiração bem como os índices de aridez, hídrico e de umidade, resultaram que a classificação climática de Köppen exibe apenas dois tipos climáticos, enquanto que por Thornthwaite, ocorre maior variabilidade de tipos climáticos. Anteriormente, Balling, (1984), ao empregar a mesma metodologia para os Estados Unidos, já verificava que o sistema de Thornthwaite traz uma maior sensibilidade na definição dos tipos de clima existentes.

Seguindo diferentes cenários climáticos, Silva et al. (2014), realizam classificações climáticas segundo Thornthwaite (1948) e Thornthwaite e Mather (1955) para 45 estações climatológicas do estado de Pernambuco em um período superior a 20 anos. Como resultado, foi permitido separar eficientemente os tipos de clima no Estado e resumir as informações geradas por balanços hídricos normais, demonstrando, dessa forma, a capacidade da metodologia na determinação de zonas agroclimáticas. Ainda de acordo os mesmos autores, o critério de classificação climática de Thornthwaite e Mather (1955) é menos restritivo que o de Thornthwaite

(1948), já que recomenda escalas de aridez e semiaridez com maior amplitude. Também, os regimes pluviométricos e as variações da temperatura, devido aos fenômenos climáticos, devem ser levados em consideração para a determinação dos estudos com distribuição espacial.

Varejão-Silva et al. (1987) elaboraram duas classificações climáticas para o estado da Paraíba, uma aplicando modelo de Thornthwaite (1948), na qual são observados climas árido, semiárido, subúmido seco, subúmido úmido e úmido, e outra, de Köppen, em que são identificados três tipos de clima: tropical úmido com verão seco, outono seco e inverno seco e clima seco tipo estepe com outono seco.

Com base na aplicação de técnicas objetivas de regionalização aplicadas aos índices climáticos calculados seguindo a metodologia proposta por Thornthwaite (1948), Freitas et al. (2013) identificam, para o estado da Paraíba, cinco regiões homogêneas para os índices de aridez e efetivo de umidade e quatro para o índice de umidade. Para tanto, foram considerados dados de temperatura estimada e de pluviometria de 54 localidades distribuídas por todo Estado.

Mais recentemente, Alvares et al. (2014) utilizaram o método de Köppen modificado, denominado de Köppen-Geiger (KOTTEK et al., 2006) e lançaram uma nova classificação climática atualizada para todo Brasil; na Paraíba, detectam dois tipos de clima: tropical com verão seco e seco semiárido de baixa latitude e altitude. Igualmente, Francisco et al. (2015) realizaram classificações climáticas considerando os métodos de Köppen e de Thornthwaite para o estado da Paraíba. Com o primeiro, obtêm três tipos climáticos: tropical com verão seco, tropical com inverno seco e seco semiárido de baixa latitude e altitude, e cinco tipos com a metodologia de Thornthwaite: semiárido, subúmido seco com moderado excesso de água no verão; subúmido úmido com pequena ou nenhuma deficiência hídrica; subúmido úmido com moderada deficiência hídrica no verão e subúmido úmido com moderada deficiência hídrica no inverno.

Em 1958, o climatologista russo Mikhail Ivanovich Budyko (BUDYKO, 1958), desenvolveu uma nova classificação climática com enfoque no balanço de energia através de um índice de aridez, também chamado razão de seca, que deve estar associado com as áreas de vegetação e o balanço hidrológico. Este índice é modificado por Hare (1977a), que o enuncia como sendo a energia disponível para a evaporação dividida pela energia necessária para evaporar a água precipitada, ou seja, a evapotranspiração potencial anual dividida pela precipitação anual. Em 1977, a Secretariat of the United Nations Conference on Desertification utiliza a formula inversa do índice de Budyko (1958) para investigar possíveis terras sujeitas aos processos de desertificação em todo o globo. Hare (1977b) define este

índice como sendo Índice Inverso de Aridez de Budyko (IIAB), que, na realidade, é a razão entre a precipitação total anual dividida pela evapotranspiração total anual.

O UNEP tem empregado largamente o índice IIAB, principalmente nos seus programas sobre desertificação, assim como para a definição de áreas climáticas e tipos de ecossistemas reinantes (UNEP, 1992). Devido a este fato, o IIAB é mundialmente conhecido como índice de aridez do UNEP. Sánchez e Guzmán et al. (2014) o sugerem como índice de aridez da FAO, pois a FAO também tem utilizado este índice nos seus programas, entretanto, o IIAB continua sendo mais conhecido como índice de aridez do UNEP.

Com a proposta de avaliar os panoramas climáticos da região Nordeste do Brasil e elaborar cenários climáticos futuros, Santos et al. (2010), utilizam séries temporais da temperatura média do ar e da precipitação pluvial para 89 localidades e calculam o balanço hídrico climatológico e a classificação climática segundo Thornthwaite (1948). Como resultado, obtiveram o índice de aridez (I_a), o índice de umidade (I_u) e o índice efetivo de umidade (I_m), e a ETP anual, utilizando-se da CAD de acordo com as características particulares de cada ponto. Os índices de aridez e hídrico indicam uma tendência de elevação com o tempo enquanto que o índice de umidade mostra redução nos cenários estudados, principalmente na parte semiárida da região. Projeções baseadas em modelos climáticos globais também indicam um aumento crescente da temperatura do ar e efeitos negativos sobre os recursos hídricos e o meio ambiente no decorrer da segunda metade do século atual (KUNDZEWICZ et al., 2008 e SIVAKUMAR, 2011).

Neste contexto, o estudo dos efeitos da variabilidade e mudanças climáticas sobre os recursos naturais é fundamental para seu planejamento e gestão em escalas locais, regionais, nacionais e globais. Para este fim, há uma crescente necessidade de se classificar zonas climáticas para que se possa avaliar possíveis mudanças que venham a ocorrer entre o passado e o futuro. Essa classificação auxilia a identificar os níveis de aridez para estimativa do potencial de disponibilidade de água e, consequentemente, para o planejamento e gestão dos recursos hídricos nos mais variados setores (ZARCH et al., 2015).

4.5. Índices climáticos

O clima, na sua amplitude, se compõe num dos elementos de maior influência para a biosfera. O comportamento dos parâmetros climatológicos, ao longo do tempo, sofre alterações, as quais podem ser permanentes (fatores de mudança climática) ou periódicas (fatores de variabilidade climática), que as torna responsáveis pela dinâmica da atmosfera em uma recíproca e contínua interação com a superfície terrestre (TEJAS et al., 2012).

Inúmeras são as definições de clima existentes na literatura, não havendo um consenso com relação a uma aceção universal para o tema, ficando a critério da finalidade e do propósito de cada autor. Deste modo, fica claro que a dificuldade em caracterizar o clima não corresponde apenas aos fatores físicos inerentes aos aspectos climáticos, mas, também, a uma concepção literária. Pela proposta do cientista belga Poncelet (1959), *apud* Sá Júnior (2009), define-se clima como sendo um conjunto habitual e flutuante de elementos físicos, químicos e biológicos que caracterizam a atmosfera de um local e influem nos seres que nele se encontram.

A Organização Meteorológica Mundial (WMO), por sua vez, determina clima como o comportamento médio de variáveis relevantes tais como a temperatura, precipitação, vento, umidade, ao longo de um período de tempo, que ocorre desde alguns meses a milhares ou mesmo, milhões de anos. Num âmbito mais específico da climatologia, a WMO individualiza o clima como o estado médio do sistema climático, caracterizando-o, desta forma, como o conjunto de condições atmosféricas que atua sobre uma determinada área, que numa descrição estatística, forma-se a partir de um período clássico de 30 anos. Entretanto, para efeito de comparação entre regiões, a WMO padroniza o conceito de normal climatológica com sendo a média dos elementos de tempo de um período de trinta anos rigorosamente estabelecido entre os anos de 1961 a 1990, com a próxima normal climatológica em período instituído de 1991 a 2020.

Nas definições apresentadas, torna-se evidente que o desenvolvimento dos seres vivos, assim como suas ações, está fortemente relacionado e dependente das condições climáticas; sendo preciso, cada vez mais, empreender esforços para que melhor se possa compreendê-las, e desse modo empregá-las na resolução das mais variadas situações (OLIVEIRA, 2013).

Logo, o conhecimento dos efeitos da variabilidade climática sobre os recursos naturais é fundamental para o seu planejamento e gestão tanto em nível local quanto global. Para isto, se faz necessária a determinação de índices climáticos, uma vez que a classificação de zonas climáticas ajudará na avaliação do potencial de disponibilidade de água e no planejamento e gestão dos recursos hídricos de uma determinada área (ZARCH et al., 2015).

Para Thornthwaite (1948), os delineadores da classificação climática são baseados nas variações de índices de aridez e umidade, nas variações térmicas e na ETP. Entretanto, em termos bioclimáticos ou de abastecimento de água, a representação climática regional e global e as suas possíveis mudanças são melhores expressas por índices de aridez ou de umidade (KAFLE e BRUINS, 2009). Nesta conjuntura, os índices climáticos de aridez, umidade e hídrico, se destacam pela ampla disseminação na literatura científica, ao abordarem, como propósito, a caracterização climática de um determinado local ou região (FREITAS et al., 2011).

Assim sendo, inúmeros estudos procuram encontrar tendências de aridez ao redor do mundo a partir do emprego destes índices, como por exemplo, Oguntunde et al. (2006) ao utilizar o índice de aridez do UNEP para estudar as tendências de aridez na bacia do rio Volta, na África Ocidental; Costa e Soares (2009) na investigação de possíveis tendências de aridez no sul de Portugal; Zhang et al. (2009) na pesquisa de tendências de aridez na bacia do Rio das Pérolas, no sul da China, enquanto, Huo et al. (2013) valem-se do índice de aridez de Thornthwaite para identificar tendências de aridez no noroeste da China; Croitoru et al. (2013) à prováveis tendências de aridez na Romênia. Tabari e Aghajanloo (2013) com o índice de aridez do UNEP/FAO para averiguar a tendência de aridez no norte e noroeste do Irã.

Mais recentemente, ao investigar as disposições temporais e distribuição espacial de evapotranspiração de referência e índice de aridez na Bacia do Rio Amarelo, na China, Zhang et al. (2015) identificam uma tendência de queda significativa da evapotranspiração ao longo dos anos, enquanto, que o índice de aridez não apresenta alterações severas, mantendo uma disposição ligeiramente decrescente ao longo de todo período analisado.

Para o Nordeste do Brasil, em particular o estado de Pernambuco, e visando dar subsídios às aplicações agrícolas, Silva et al. (2014), efetivaram o mapeamento de classificações climáticas levando em consideração diferentes regimes de chuva partir do cômputo dos índices e tipos climáticos baseados no índice de umidade, o que permite separar eficientemente os tipos de clima existentes neste Estado.

4.6. Análise de séries temporais

Uma série temporal pode ser definida como qualquer conjunto de observações ordenadas sequencialmente ao longo do tempo, não necessariamente igualmente espaçadas, que apresentem dependência serial, isto é, dependência entre instantes de tempo (BARROS, 2007; GURGEL, 2013).

Grande parte das observações e simulações de processos e regimes não lineares na natureza é obtida a partir de uma série temporal. Ultimamente, observa-se o desenvolvimento de uma extensa variedade de técnicas de análise espectral para esse tipo de série em contrapartida à análise estatística clássica de sinais, que foram desenvolvidas e introduzidas na literatura com a intenção de fornecer ferramentas para a caracterização de regimes não lineares (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

Além de descrever o desempenho de determinado fenômeno no tempo, um dos principais objetivos do estudo de séries temporais é poder fornecer previsões futuras para o fenômeno analisado (BOSQUE, 2014). Nesta mesma premissa, Gurgel (2013) avalia que, ao

se analisar uma série temporal, geralmente se está interessado em buscar, de maneira gráfica e, ou, numérica a ocorrência de eventos passados com o objetivo de prever episódios futuros, assim como correlacioná-los a outros, podendo identificar, descrever e explicar os processos envolvidos na origem deste sinal.

Conceitualmente, um sinal é uma grandeza física variável no tempo que contém algum tipo de informação mensurável proeminente sobre o estado ou comportamento adicional de um sistema físico; esta notação pode ser considerada para uma ou mais de uma variável. Um sinal pode ser representado matematicamente através de uma função $f(t)$. A variável t , em uma função $f(t)$ pode ser contínua ou discreta. Considera-se que um sinal é contínuo no tempo quando a variável permanece definida sucessivamente no tempo. O sinal é discreto no tempo quando o seu domínio define-se em tempos específicos. Quando o sinal reflete dependência de uma única variável, diz-se que o sinal é unidimensional, e quando depender de duas ou mais variáveis, considera-o multidimensional (GURGEL, 2013).

Por conseguinte, os sinais nada mais são que funções de uma ou mais variáveis que irão conter informações sobre o comportamento ou natureza de algum fenômeno. Morettin e Toloi (1981, 2006) e Gurgel (2013) ponderam que, nos estudos envolvendo séries temporais, comumente são levados em consideração alguns aspectos relevantes, os quais tomam como objetivo ações de:

- Investigar o mecanismo gerador da série temporal a partir da caracterização dos fenômenos que dão origem às séries analisadas;
- Descrever o comportamento da série, no qual, a construção de histogramas e diagramas de dispersão, entre outros, torna-se instrumento útil;
- Apresentar as propriedades da série temporal como tendências, ciclos, variações sazonais;
- Identificar periodicidades que sejam relevantes;
- Explicar a variação de uma série com base na alteração de outra série;
- Correlacionar variáveis para explicar um fenômeno com base nesta interação;
- Prognosticar valores futuros da série com base em valores históricos em curto ou longo prazo;
- Pesquisar causas e efeitos advindos do mecanismo ou sistema gerador da série temporal.

4.6.1. Análise de Fourier

De acordo com Morettin e Toloi (1981, 2006) a análise de uma série temporal $Z(t_1), \dots, Z(t_n)$, observada nos instantes $t_1, \dots, t_n$, pode ser aplicada no intuito de investigar os mecanismos geradores desta série temporal, descrever o comportamento da série e realizar previsões de valores futuros da mesma. Assim, uma análise de relações entre séries

históricas a partir da identificação de periodicidades comuns a essas séries, permite que sejam identificadas eventuais relações entre fenômenos físicos, caso eles obedeçam a periodicidades semelhantes. Nesta perspectiva, ao efetuar-se a análise de séries temporais dos índices climáticos, pode-se alcançar qualquer um destes propósitos.

A análise de séries temporais, ou análise de sinais, versa essencialmente em buscar semelhanças entre um sinal (determinada série histórica ou função) e funções matemáticas conhecidas, usualmente carregadas de significado físico. Para o estudo de sinais temporais tem-se a disposição métodos paramétricos (determinísticos) e métodos não paramétricos, como é o caso da Transformada de Fourier e da Transformada em Ondas. A análise de Fourier é um caso particular de análise de sinais, em que se busca aproximar um determinado sinal a uma combinação linear de componentes senoidais em diferentes frequências (SANTOS, 2011).

Grande parte dos estudos sobre variabilidade intrasazonal utiliza a análise espectral de Fourier. Nesta análise, o sinal é estacionário, com mesma variância e média ao longo do tempo, com as oscilações representadas pelo conjunto de funções senos e cossenos (VITORINO, 2003; SANTOS, 2011).

Todavia, uma das principais limitações da análise de Fourier consiste na estacionariedade, em que a série temporal se desenvolve no tempo, aleatoriamente, em torno de uma média constante, refletindo alguma forma de equilíbrio estável (MORETTIN e TOLOI, 2006).

Isto não ocorre em sinais com características complexas, como é o caso dos sinais meteorológicos que representam o sistema oceano-atmosfera. Na ocorrência de instabilidades, tendências, saltos, quebras ou não estacionariedades, essas particularidades são perdidas, tendo em vista que a análise de Fourier não é a ferramenta mais apropriada para identificação dessas variações de desempenho ao longo do tempo (SANTOS, 2011).

Desta forma, a análise de Fourier clássica não é apropriada aos estudos de fenômenos que possuam sinais não estacionários ou mesmo aqueles em que o sinal sofre variações bruscas de frequência (FARGE, 1992). Ao contrário das séries estacionárias, considera-se, como não estacionária, uma série temporal em que momentos estatísticos como médias e variâncias, para diferentes intervalos de período constante, apresentam-se estatisticamente distintas (BARBOSA, 2012).

4.6.2. Aplicações da Transformada em Ondaletas

Tanto na análise de Fourier, quanto na análise de ondaletas, têm-se como propósito, aproximar uma função por uma combinação linear de senos e cossenos, ou ondaletas, respectivamente (MORETTIN, 2014).

Em face da dificuldade em se caracterizar as oscilações não estacionárias, torna-se proeminente o emprego de uma metodologia apropriada na análise temporal das estruturas de multiescalas. Neste contexto, emerge a aplicação da técnica de ondaletas, um método inovador de descrição de sinais em tempo-escala (BARBOSA e BLITZKOW, 2008). O grande diferencial da análise de ondaletas em relação à de Fourier é que a primeira possui janelas móveis, no tempo ou no espaço, que se dilatam ou se comprimem para capturar sinais de baixa e alta frequência, sendo capaz de determinar os modos dominantes de variabilidade e como estes modos variam no decorrer do tempo (BARBOSA, 2012).

Diferentemente da transformada de Fourier, a transformada em ondaletas não deriva do trabalho de um único pesquisador, mas sim, do sucessivo desenvolvimento científico de vários pesquisadores independentes ao longo do século XX. A primeira descrição de ondaletas foi proposta pelo matemático húngaro Alfred Haar que, em 1909, criou uma função simples como base para a expansão de sinais, a ser usada quando a série de Fourier não convergir (HAAR, 1910), vindo a ser, mais tarde, nomeada ondaleta de Haar (INDRUSIAK, 2004).

Numa perspectiva histórica, Yves Meyer (MEYER, 1993), considera que é possível identificar pelo menos sete diferentes origens para análises em ondaletas, particularmente por volta da década de 1930. Já na concepção de Hubbard (1998), a ideia de ondaletas só se estabelece décadas depois, em tentativas de melhorar a análise de sinais sísmicos em prospecção de petróleo, desenvolvidas pelo geofísico Jean Morlet (MORLET et al., 1982) e o físico Alex Grossman (GROSSMAN e MORLET, 1984). Inicialmente, Morlet julgou necessário o desenvolvimento de uma função matemática base Ψ (*psi*), que tivesse energia finita, ou seja, um início e um fim, e que essa função fosse totalmente capaz de dilatar ou comprimir, extinguindo o problema dos intervalos fixos da metodologia proposta por Fourier. Pouco depois, Alex Grossman une-se a Morlet na investigação destas funções matemáticas base que tivessem propriedades de pequenas ondas (GÓMEZ, 2011). Neste aspecto, construíram os embasamentos matemáticos da teoria em ondaletas, com destaque nas reproduções de sinais por “blocos construtivos” (BARBOSA e BLITZKOW, 2008). Tais representações se constituem num conjunto de funções com formato de pequenas ondas, denominadas *ondelete* por Grossman e Morlet (1984) para nomear esta alternativa à análise de Fourier. Desta forma, tais

pesquisadores são os primeiros a introduzir o termo *ondelete*, em francês, dando origem às terminações *wavelets*, em inglês e *ondeletas* ou *ondaletas*, em português (GÓMEZ, 2011).

A análise de ondaletas apresenta vantagem sobre as análises espectrais clássicas, haja vista que aceita avaliar a periodicidade de eventos em diferentes escalas da variabilidade temporal, sendo recomendado para o estudo de fenômenos transientes, espacialmente heterogêneos. Deste modo, se estabelece como uma ferramenta apropriada para a análise de eventos irregularmente distribuídos e séries temporais que contenham potências não-estacionárias em diferentes frequências (SANTOS, 2011; SANTOS et al., 2013).

A Transformada em Ondaletas (TO) consiste num avanço contemporâneo em processamento de sinais como uma opção à transformada Fourier em conservar os fenômenos locais, não periódicos e de multiescala. A aplicabilidade da transformadas em ondaletas tem aumentado rapidamente desde seu desenvolvimento teórico em 1984 por Grossman e Morlet (1984) e se destacado numa poderosa ferramenta para análise de dados hidrológicos (SANTOS et al., 2013).

Para Barbosa (2012), a TO se transformou numa ferramenta comum para a análise de variações locais de energia dentro de uma série temporal pela sua decomposição em tempo, frequência e espaço, sendo capaz de determinar modos dominantes de variabilidade assim como a sua evolução temporal.

No decorrer das últimas décadas, o poder aplicativo da TO tem sido explorado por vários autores, especialmente para o desenvolvimento de modelos de previsão hidrometeorológica e para a identificação de sinais de séries temporais. Nesse contexto, Torrence e Compo (1998) apresentam um trabalho pioneiro ao descrever um guia prático para a aplicação de TO em meteorologia, envolvendo uma série longa de dados (1871 a 1996), na qual sobressai a intensidade e frequência predominantes do fenômeno El-Niño Oscilação Sul (ENOS). Também sugerem que a análise de ondaletas pode apontar relações entre as mudanças interdecadais do ENOS e as alterações na variância das monções na Índia.

Vitorino (2003) aplica o método da transformada em ondaletas unidimensional para detectar as oscilações intrasazonais de radiação de onda longa emergente, de pressão ao nível mar e de vortacidade relativa em 250 hPa, bem como para verificar as escalas de tempo associadas ao sinal atmosférico sobre a América do Sul e oceanos adjacentes no período entre os anos de 1979 e 1996. A autora observa que a análise da TO mostra-se de fundamental importância na obtenção das oscilações destas variáveis nas bandas intrasazonais devido a sua eficiente capacidade de localização de oscilações em tempo e frequência. Assim, para a região da América do Sul e áreas adjacentes, proporciona uma visão estendida e não estacionária da

atmosfera tropical e extratropical, promovendo, desta forma, uma análise mais realista das variações intrínsecas aos sistemas meteorológicos atuantes na região.

Ao investigar escalas dominantes de variabilidade da precipitação em Fortaleza e da TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico no período de 1856 a 1991, Andreoli et al. (2004), a partir da metodologia de ondaletas, identificam alta coerência entre a variabilidade de precipitação no norte do Nordeste e o gradiente inter-hemisfério da anomalia de TSM no Atlântico, na escala decenal, bem como um pico predominante de 12,7 anos, determinando resultados práticos para o monitoramento das anomalias de precipitação no setor norte do NEB.

Partal e Kütük (2006), ao tentar determinar possíveis tendências em séries de precipitação total anual, empregam métodos não paramétricos, tais como a análise de ondaletas e teste de Mann-Kendall a registros de estações meteorológicas da Turquia entre 1929 e 1993. Como resultado, descobrem que alguns eventos periódicos afetam claramente a tendência da série de precipitação, e as componentes das ondaletas podem explicar visivelmente a estrutura de tendência dos dados.

Özger et al. (2010) investigam a variabilidade espacial das características, em multiescala, de períodos secos e úmidos a partir de dados pluviométricos medidos no estado do Texas, nos Estados Unidos, com ênfase aos veranicos relacionados com as secas meteorológicas. Com o uso da TO, padrões significativos de baixa frequência de precipitação são encontrados. Para os autores, tal caracterização de sequências de períodos secos e úmidos é essencial para lidar com uma infinidade de problemas hidrológicos, incluindo a estimativa das frequências de cheias e secas e planejamento agrícola, por exemplo.

Em 2011, Adamowski e Chan inovam, ao realizar o acoplamento da transformada em ondaletas discreta e redes neurais artificiais a aplicações de previsão de nível de águas subterrâneas, com o propósito de apresentar modelos mais precisos e confiáveis. Para desenvolver e validar os modelos consideraram dados de precipitação, temperatura média e dados médios de nível de água subterrânea entre novembro de 2002 e outubro de 2009 na bacia Chateauguay em Quebec, no Canadá. Os resultados indicam uma potencial aplicabilidade de tais metodologias em estudos de modelagem na previsão dos níveis freáticos.

De acordo com Shoaib et al. (2014), o uso da TO na modelagem chuva-vazão tornou-se popular devido à sua capacidade de lidar simultaneamente com informações espectrais e temporais contidos em uma mesma série de dados. A seleção de uma função ondaleta adequada pode desempenhar papel crucial para a implementação bem sucedida dos métodos de modelagem. Estes mesmos autores, ao aplicar a metodologia das ondaletas contínuas e transformadas em ondaletas discretas, avaliaram os efeitos das funções em ondaletas sobre o

desempenho de modelos artificiais de redes neurais para chuva-vazão. Os resultados mostram que o pré-processamento dos dados de chuva iniciais, pela TO pode aumentar significativamente o desempenho destes modelos.

Previsões de longo prazo podem fornecer informações valiosas para mitigar determinadas consequências do fenômeno das secas. Neste sentido, Belayneh et al. (2014), com base na estimativa *Standardized Precipitation Index* (SPI), realizaram um estudo comparativo da eficácia de cinco modelos processados para a previsão de longo prazo (6 e 12 meses) para condições de seca na bacia do rio Awash, na Etiópia. Concluíram que os modelos de previsão, a partir do acoplamento de redes neurais com ondaletas, apresentam maior precisão que os demais modelos para previsões de SPI com uma antecedência de 6 e 12 meses.

A análise de ondaletas é testada, também, por Charlier et al. (2015) a fim de avaliar as implicações das alterações climáticas e as influências antrópicas a curto e longo prazo sobre os recursos hídricos no sul da França entre 1974-2011. O estudo destaca a eficácia desta análise na caracterização da variabilidade dos sistemas aquíferos, onde o regime hidrogeológico é modificado por altas taxas de bombeamento hídrico.

Na tentativa de compreender o papel das quedas de granizo na precipitação total acumulada para o período 1901-2010, no sudoeste da França, Hermida et al. (2015) examinaram as tendências e periodicidades observadas através do teste de Mann-Kendall e da análise de ondaletas. Com isto, verificam uma forte influência da oscilação do Atlântico norte na incidência destas variáveis.

A técnica híbrida multinível transformada neuro-ondaletas é usada por Dixit et al. (2015) a fim de prever a altura de ondas significativas com até 36 horas de antecedência em três setores do litoral dos EUA. A transformada em ondaletas discreta decompõe a série temporal em baixa e alta frequência, impedindo qualquer correlação entre as alturas de onda, sequencialmente observadas. De acordo com os autores, o atraso da predição de altura de ondas significativas foi completamente removido pela técnica multinível neuro-ondaletas híbrida.

A transformada em ondaletas discreta também é aplicada por Araghi et al. (2015) à séries de temperatura a fim de detectar as tendências de longo prazo (1956-2010), em escala sinótica, na temperatura à superfície no Irã, bem como as escalas de tempo dominantes que afetam estas séries temporais. Nas escalas mensais, sazonais e anuais, as tendências de temperatura são significativas e positivas, com os componentes de 2 e 4 meses dominantes na escala mensal, de 48 meses na escala sazonal, e os de 8 anos e 16 anos, na escala anual. Logo, a metodologia aplicada mostra-se bastante útil no estudo de tendências e escalas de tempo dominantes que afetam as séries de dados climáticos.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Acervo de dados

Em virtude do posicionamento geográfico, as variações climáticas no estado da Paraíba são avaliadas, fundamentalmente, pela distribuição espacial e marcha temporal da pluviometria. Neste argumento, a subdivisão de mesorregiões, formulada pelo IBGE (1990), não se adéqua satisfatoriamente aos objetivos pretendidos nesta pesquisa. Por outro lado, Silva (1996), numa extensão ao trabalho desenvolvido por Braga e Silva (1990) e Braga (1992), identifica seis sub-regiões homogêneas de precipitação muito bem distribuídas no estado da Paraíba, definidas a partir de técnicas objetivas de regionalização com relação ao ciclo anual da precipitação decendial, as quais se subdividem em Alto Sertão, Sertão, Cariri/Curimataú, Agreste, Brejo e Litoral.

Seguindo esta ponderação, utilizam-se, para os cálculos iniciais, dados mensais de temperatura média do ar, precipitação pluviométrica mensal e Capacidade de Água Disponível (CAD) para 20 postos pluviométricos representativos das regiões homogêneas do estado da Paraíba (SILVA, 1996), distribuídos espacialmente conforme disposto na Figura 3. No Anexo A, é listada a relação dos locais selecionados, conjuntamente às suas respectivas coordenadas geográficas, altitude e CAD. A disposição sequencial de cada município leva em consideração a distribuição espacial de posicionamento geográfico (oeste-leste; sul-norte).

O acervo de dados é preparado a partir de uma série de 50 anos de informações mensais, tendo início em janeiro de 1963 e término em dezembro de 2012. Para a pluviometria, tem-se como fonte a Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) inclusa na publicação: Dados pluviométricos mensais do Nordeste – Série pluviometria 5, para o período de 1963 a 1985, lançada em 1990. Na mesma publicação, apresentam-se as normais climatológicas, oportunamente utilizadas no presente estudo. Para os anos de 1986 a 2012, é utilizado o banco de dados pertencente à Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAs).

Ao considerar que apenas João Pessoa e Campina Grande possuem medições históricas de temperatura do ar (INMET, 2009), é necessário que sejam empregados métodos de estimativa para os locais sem registro desta variável. Para estes, os dados de temperatura média do ar são estimados com o auxílio do software *Estima_T*, disponibilizado pela Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), o qual gera estimativas de temperatura do ar para a região Nordeste do Brasil com base em coordenadas locais: longitude, latitude e altitude (CAVALCANTI e SILVA, 1994; CAVALCANTI et al., 2006) bem como em dados de anomalia da temperatura das águas do oceano Atlântico Tropical (SILVA et al., 2006).

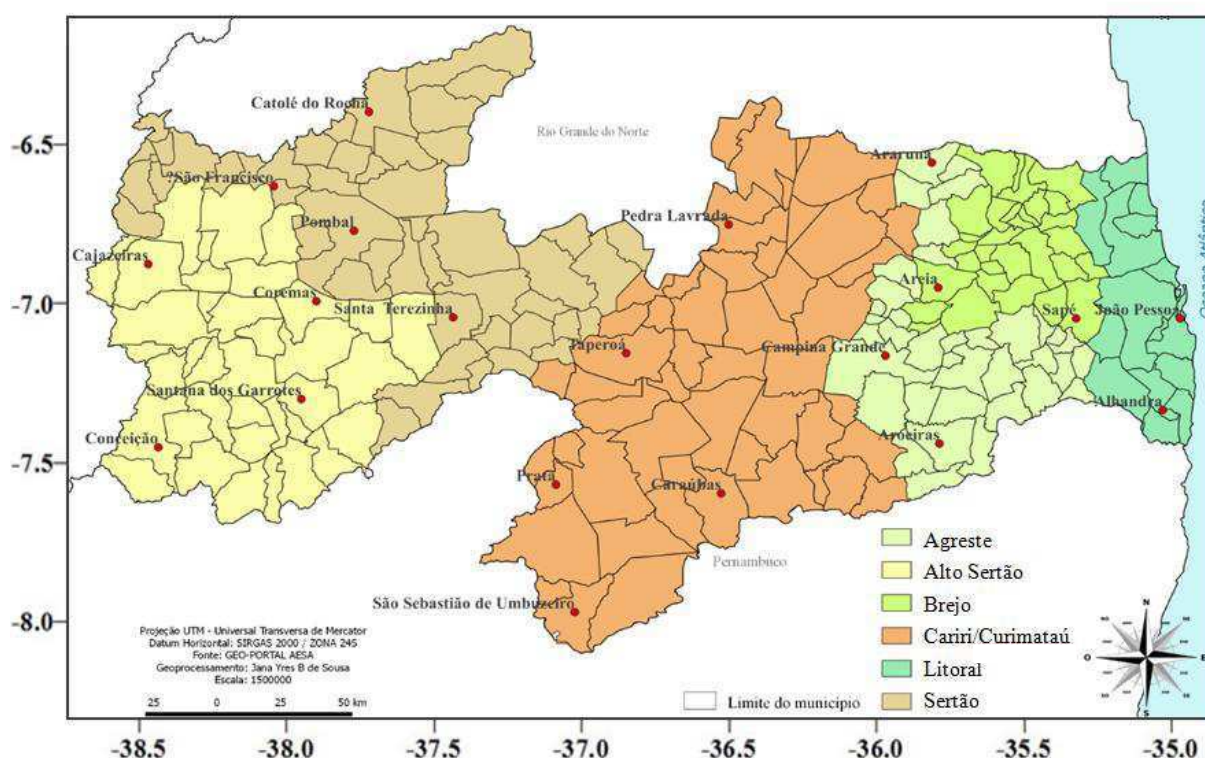


Figura 3 - Localização geográfica dos 20 postos pluviométricos (pontos em vermelho), representativos das regiões pluviometricamente homogêneas (áreas tonalizadas) selecionados para estudo. Fonte: adaptado de SILVA (1996); AESA (2015).

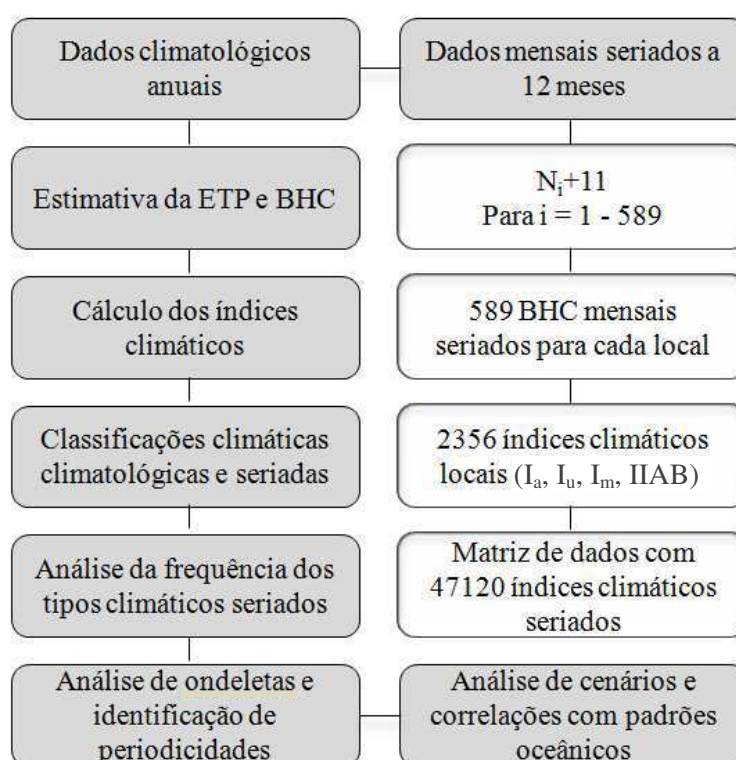
Para a execução do balanço hídrico sequencial mensal, estimativa da ETP e dar subsídios ao cálculo dos índices climáticos, emprega-se o programa *BHnorm V.4*, elaborado em planilha eletrônica Excel®, por Rolim et al. (1998).

Na análise de ondaletas, a formulação matemática e o teste de significância acompanham, basicamente, a metodologia proposta por Torrence e Compo (1998), sendo adaptada e processada pelo software proprietário MATLAB®, versão R2015a, da empresa Mathworks, o qual se constitui de um ambiente de programação técnica com linguagem de alto nível para computação numérica, simulação e visualização gráfica de aplicativos.

Os produtos MATLAB fornecem funções em áreas específicas como estatística, otimização e análise de sinais. Neste software, foi utilizada a rotina Wavelet Toolbox, que apresenta uma coleção de funções construídas e fornecidas para a análise e síntese de sinais e imagens e oferecidas por meio de linhas de comando ou interface gráfica interativa.

5.2. Metodologia

No presente estudo, o procedimento metodológico desenvolve-se através de uma sequência de etapas, a partir do cálculo de dados normais climatológicos e mensais seriais. A formulação serial consiste em estimar índices climáticos a partir de períodos de 12 meses, com defasagem sequencial de um mês, sem levar em consideração o calendário juliano, frequentemente empregado nas análises de variáveis climatológicas, com isto, períodos sob uma determinada condição climática poderão ser devidamente percebidos. As etapas são descritas nos subcapítulos 5.2.1 a 5.2.5 e resumidamente ilustradas no diagrama a seguir:



5.2.1. Estimativa da Evapotranspiração Potencial

Para a estimativa da Evapotranspiração Potencial (ETP), acompanha-se os preceitos indicados por Pereira et al. (2007) e Souza (2011) e opta-se pela metodologia de Thornthwaite (1948), uma das primeiras desenvolvidas exclusivamente para o cálculo da ETP mensal, tendo em vista da mesma apresentar melhor adequação à disponibilidade de variáveis meteorológicas no estado da Paraíba, preponderantemente composta por dados pluviométricos.

Seguindo esta metodologia, deve-se calcular inicialmente, a evapotranspiração potencial padrão (ETp , mm/mês) pela fórmula empírica,

$$ETp = 16 (10 T_n / I)^a, \quad \text{para} \quad 0 \leq T_n < 26,5 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (01)$$

Sendo T_n , a temperatura média do mês n , em $^\circ\text{C}$; e I , o índice calorífico, que expressa o nível de calor disponível. Para $T_n > 26,5^\circ\text{C}$, a ETp será dada pela equação de Willmott et al. (1985), que ajusta a Tabela de Thornthwaite (1948), ou seja,

$$ETp = -415,85 + 32,24 T_n - 0,43 T_n^2, \quad \text{para} \quad T_n \geq 26,5 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (02)$$

O valor de I depende do ritmo anual da temperatura, adicionando o efeito térmico de cada mês, e determinado pela expressão,

$$I = \sum_{n=1}^{12} (0,2 T_n)^{1,514} \quad (03)$$

O expoente a , da Equação (01), igualmente é um índice térmico regional em função de I , calculado pela função polinomial,

$$a = 0,49239 + 1,7912 \cdot 10^{-2} I - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 \quad (04)$$

Os coeficientes I e a , quando computados com normais climatológicas, tornam-se constantes, sendo independentes do ano de cálculo da ETp .

Assim sendo, o valor da ETp simula o total mensal de evapotranspiração (mm) que ocorreria sob determinadas condições térmicas, para um mês padrão de 30 dias, em que cada dia teria 12 horas de fotoperíodo (THORNTHWAITE, 1948). Logo, para se estimar a ETP de um referido mês, o valor da ETp precisa ser corrigido em função do número real de dias e do fotoperíodo do mês, ou seja,

$$ETP = ETp * COR \text{ (mm/mês)} \quad (05)$$

Sendo,

$$COR = N/12 * NDP/30 \quad (06)$$

Em que,

NDP = número de dias do mês em estudo; N = fotoperíodo do mês.

5.2.2. Determinação da Capacidade de Água Disponível no Solo

Na elaboração do balanço hídrico, seja ele o normal ou o sequencial, há a necessidade de se conhecer, em meio a outros parâmetros, a capacidade de água livre no solo. A Capacidade de Água Disponível no Solo (CAD) estima o máximo de água disponível que um tipo de solo pode reter em função de suas características físico-hídricas, ou seja, a quantidade de água armazenada no solo que se encontra entre o limite superior, ou capacidade de campo, e o limite inferior de água, ou ponto de murcha, disponível em função da densidade do solo (ρ_s) e da profundidade efetiva do sistema radicular (p_e) (SENTELHAS e ANGELOCCI, 2009).

Em estudos climáticos, sem a associação de uma cultura agrícola específica, normalmente adota-se o valor de 100mm para o armazenamento de água no solo (SENTELHAS et al., 1999). Porém, tendo em vista a ampla heterogeneidade existente entre os tipos de solo no estado da Paraíba, a CAD deve ser determinada levando-se em consideração as coordenadas geográficas para cada ponto de medição da precipitação pluviométrica, mantendo, assim, as singularidades características de cada local. Para tanto, segue-se a metodologia aplicada pela EMBRAPA Solos/Unidade de Execução de Pesquisa e Desenvolvimento Unidade de Recife (EMBRAPA SOLOS, 2014), referenciada em Tomasella et al. (2000), e leva em consideração o Levantamento Exploratório e de Reconhecimento de Solos do Estado da Paraíba, através do Convênio de Mapeamento de Solos (MA/EPE-SUDENE/DRN e MA/CONTAP/USAID/BRASIL, 1972).

Deste modo, são determinadas e aplicadas no balanço hídrico, 20 diferentes CAD, específicas para cada local em estudo (Anexo A).

5.2.3. Cálculo do Balanço Hídrico Climatológico

O balanço hídrico analisa o cômputo da água disponível no solo, resultante da aplicação do princípio de conservação de massa num volume de solo vegetado. A variação do armazenamento de água no volume considerado (ΔARM), por intervalo de tempo, refere o balanço entre o que entrou e o que saiu de água do volume de controle. Considera-se que o volume de controle seja representativo de toda a área em estudo, e, no caso do Balanço Hídrico Climatológico (BHC), essa área é simulada pelo ponto de medida dos elementos climáticos, especialmente a precipitação pluviométrica (PEREIRA et al., 2007).

Atendendo o desenvolvimento metodológico destes autores, o balanço hídrico de uma área vegetada pode ser constituído, genericamente, pelas seguintes entradas e saídas (Tabela 1).

Tabela 1 - Variáveis de entrada e saída do balanço hídrico.

ENTRADA	SAÍDA
P – Precipitação	ET – Evapotranspiração
I – Irrigação	R _o - Escoamento superficial (<i>Run off</i>)
O – Orvalho	DL _o - Drenagem lateral
R _i - Escoamento superficial (<i>Run in</i>)	DP - Drenagem profunda
DL _i - Drenagem lateral	
AC - Ascensão Capilar	

O orvalho oferece uma contribuição máxima de 0,5mm/dia (1mm = 1 litro/m²) em locais úmidos, enquanto que, em áreas ou épocas secas, sua taxa é considerada desprezível em termos de suprimento de água para culturas. Como as entradas e saídas do escoamento superficial e drenagem lateral tendem a se compensar, o balanço hídrico do volume de controle pode ser expresso da seguinte maneira:

$$\Delta ARM = P + I - ET + AC - DP \quad (07)$$

Constituindo,

(*P*) - precipitação, (*I*) - irrigação, (*ET*) - evapotranspiração, (*AC*) - ascensão capilar, que ocorre em períodos secos e a drenagem profunda - (*DP*), que acontece em períodos extremamente chuvosos.

Tendo em vista que o acervo de dados disponível para o estado da Paraíba compõe-se apenas de temperatura e pluviometria, a não aplicação do método de Penman-Monteith, recomendado pela FAO (FAO56), não implica em prejuízos ao estudo, já que o mesmo não se detém em práticas agrícolas, e sim, na determinação do comportamento temporal de índices climáticos. Assim, devido ao grande valor prático na estimativa da evapotranspiração em áreas onde não há disponibilidade de outros dados, além da temperatura do ar e pluviometria, opta-se pelo emprego do BHC seguindo a metodologia desenvolvida por Thornthwaite e Mather (1955).

Neste formato de balanço hídrico, a Equação (07) pode ser simplificada, assumindo uma condição de ascensão capilar desprezível ($AC=0$) e irrigação nula ($I=0$) para a determinação da variação do armazenamento de água no solo.

Desta maneira, torna-se possível estimar a variação (ou alteração) do armazenamento (ALT), a evapotranspiração real (ETR) e a drenagem profunda (DP), que equivale ao excedente hídrico (EXC),

$$ALT = P - ETR - EXC \quad (08)$$

Afora a ALT e o EXC, o cálculo da ETP e ETR permite estimar o déficit hídrico (DEF), de tal maneira que,

$$DEF = ETP - ETR \quad (09)$$

A partir do conhecimento da CAD, pode-se determinar a quantidade de água armazenada a cada tipo de solo em particular, e, com base nos dados de P , ETP e da CAD , chega-se aos valores de disponibilidade de água no solo (Armazenamento = ARM) dados pela equação:

$$ARM = CAD e^{[NEG_ACUM / CAD]} \quad (10)$$

O termo NEG_ACUM faz referência ao somatório da sequência de valores negativos de $P - ETP$.

O balanço hídrico pode ser calculado tanto com valores normais de P e ETP (BHC normal), quanto com valores de períodos sequenciais (dias, semanas, meses) ao longo de um ano ou de anos de um determinado local. Nessa circunstância, o balanço hídrico é dito sequencial ou seriado, que, decorrente da sua sazonalidade, apresenta grande importância para tomadas de decisão em termos de demandas hídricas.

5.2.4. Índices e classificações climáticas

Uma das principais finalidades da estimativa de índices climáticos consiste na caracterização climática de uma região. Numa primeira instância, e a título de comparação com os resultados seriados, determina-se a classificação climática média anual para cada localidade, tomando-se como base os dados climatológicos (normais climatológicas) estabelecidos segundo a OMM. Logo após, com base nos índices seriais, define-se o tipo climático local para períodos sequenciais de doze meses. Com isto, são diagnosticados os tipos de clima para cada ponto selecionado e podem-se identificar períodos de clima mais úmidos ou mais áridos.

Definidas as classificações climáticas seriais, avalia-se a predominância temporal de cada tipo climático a partir do cômputo da frequência percentual de ocorrência.

5.2.4.1. Determinação da classificação climática de Thornthwaite

A realidade climática de cada local é definida através dos elementos do clima, de suas variações e dos índices resultantes do balanço hídrico à superfície. Em cada cenário pluviométrico, o cálculo do BHC e dos índices climáticos: índice de aridez, índice de umidade e índice efetivo de umidade, é processado conforme Thornthwaite (1948) e Thornthwaite e Mather (1955) de forma que:

- Índice de Aridez (I_a): deficiência hídrica, expressando, em percentagem, a relação entre a deficiência hídrica na atmosfera e a evapotranspiração potencial;
- Índice de Umidade (I_u): relação, em percentagem, entre o excesso de água no solo e a evapotranspiração potencial;
- Índice Efetivo de Umidade (*moisture index*) (I_m): relaciona os índices hídricos e de aridez e possibilita a determinação do tipo climático local.

Nesta afirmação, os cálculos dos índices climáticos deverão obedecer às seguintes relações:

$$I_a = 100 \frac{DEF}{ETP} \quad (11)$$

$$I_u = 100 \frac{EXC}{ETP} \quad (12)$$

$$I_m = I_u - 0,6(I_a) \quad (13)$$

Nas quais, EXC é o excedente hídrico, DEF a deficiência hídrica e ETP a evapotranspiração potencial anual.

Para a determinação dos tipos climáticos no estado da Paraíba, toma-se como base, a classificação climática proposta por Thornthwaite (1948), a qual sugere a possibilidade de nove tipos climáticos diferentes em função dos índices calculados.

A Tabela 2 faz referência a como os tipos climáticos são separados em termos de Índice Efetivo de Umidade (I_m), e como eles estão relacionados ao excesso ou deficiência de água. Este índice reflete todas as condições prevalecentes durante o ano, abrangendo períodos secos e chuvosos.

Para Thornthwaite (1948) não ocorrerá seca se a deficiência hídrica não ultrapassar 60% do excedente hídrico no período úmido. Portanto, climas úmidos tem valores positivos de I_m enquanto climas secos apresentam valores negativos.

Tabela 2 - Tipos climáticos delimitados a partir do índice efetivo de umidade.

Tipo de Clima	Símbolo	Índice Efetivo de Umidade (I_m)		
Superúmido	A	100	ou	mais
Úmido	B_4	100	$> I_m \geq$	80
Úmido	B_3	80	$> I_m \geq$	60
Úmido	B_2	60	$> I_m \geq$	40
Úmido	B_1	40	$> I_m \geq$	20
Subúmido úmido	C_2	20	$> I_m \geq$	0
Subúmido seco	C_1	0	$> I_m \geq$	-20
Semiárido	D	-20	$> I_m \geq$	-40
Árido	E	-40	$> I_m \geq$	-60

Fonte: Thornthwaite (1948).

As subdivisões climáticas em termos de I_a e I_u são listadas na Tabela 3. O I_a varia de 0 a 100 e expressa a deficiência hídrica em percentagem da ETP. Atinge o valor zero quando não existe déficit e 100 quando a deficiência é igual à ETP. Em contraposição, a partir do índice de umidade, que representa o excesso hídrico expresso em percentagem da necessidade, representada pela evapotranspiração potencial, pode-se identificar o quanto há de excedente de água em uma determinada área.

Os tipos climáticos, quanto ao fator térmico, são definidos com base na evapotranspiração potencial, de maneira que o seu próprio valor numérico representa o índice de eficiência térmica, sendo assim, função direta da temperatura e do fotoperíodo, e subdivididos conforme disposto na Tabela 4.

Tabela 3 - Subdivisões dos tipos climáticos de acordo com os índices de umidade e de aridez.

Climas Úmidos (A, B, C ₂) ($I_m > 0$)			Climas Secos (C ₁ , D, E) ($I_m < 0$)		
Símbolo	Descrição	I_a	Símbolo	Descrição	I_u
r	Pequena ou nenhuma deficiência hídrica	$0 \leq I_a \leq 16,7$	d	Pequeno ou nenhum excesso de água	$0 \leq I_u \leq 10$
s	Moderada deficiência hídrica no verão	$16,7 < I_a \leq 33,3$	s	Moderado excesso de água no inverno	$10 < I_u \leq 20$
w	Moderada deficiência hídrica no inverno	$16,7 < I_a \leq 33,3$	w	Moderado excesso de água no verão	$10 < I_u \leq 20$
s ₂	Acentuada deficiência hídrica no verão	$I_a > 33,3$	s ₂	Acentuado excesso de água no inverno	$I_u > 20$
w ₂	Acentuada deficiência hídrica no inverno	$I_a > 33,3$	w ₂	Acentuado excesso de água no verão	$I_u > 20$

Fonte: Thornthwaite (1948).

Tabela 4 - Tipos climáticos em função do índice de eficiência térmica.

Tipo de Clima	Símbolo	ETP Anual (mm)
Megatérmico	A'	> 1140
Mesotérmico	B' ₄	$1140 \geq \text{ETP} > 997$
	B' ₃	$997 \geq \text{ETP} > 855$
	B' ₂	$885 \geq \text{ETP} > 712$
	B' ₁	$712 \geq \text{ETP} > 570$
Microtérmico	C' ₂	$570 \geq \text{ETP} > 427$
Microtérmico	C' ₁	$427 \geq \text{ETP} > 285$
Tundra	D'	$285 \geq \text{ETP} > 142$
Gelo perpétuo	E'	≤ 142

Fonte: Thornthwaite (1948).

5.2.4.2. Determinação da classificação climática pelo índice de aridez do UNEP (IIAB)

Recordando citações prévias, o coeficiente de aridez ou índice de aridez se configura num importante indicador numérico do grau de aridez do clima de um dado local. Com base neste conceito, a Convenção das Nações Unidas para o Combate à Desertificação (UNCCD), delimita áreas susceptíveis à desertificação como sendo aquelas de clima árido, semiárido e subúmido seco (IICA, 2013).

Esta classificação climática é baseada no índice de aridez do UNEP (UNEP, 1992), uma derivação do índice de seca de Budyko (1958) a partir de Hare (1977b) que o define como Índice Inverso de Aridez de Budyko (IIAB).

O IIAB é a razão entre a precipitação total anual e a evapotranspiração potencial total anual, largamente utilizado pelo UNEP nos seus programas sobre desertificação, e assim descrito:

$$IIAB = \frac{(P)}{(ETP)} \quad (14)$$

Concomitantemente ao processo de classificação climática de Thornthwaite (1948), calcula-se e avalia-se o IIAB de acordo com a categorização definida pelo UNEP apresentada na Tabela 5.

Tabela 5 - Classificação climática de acordo com o índice de aridez do UNEP (IIAB).

Classe Climática	IIAB		
Hiperárido		≤	0,03
Árido	0,03	< IIAB ≤	0,20
Semiárido	0,20	< IIAB ≤	0,50
Subúmido Seco	0,50	< IIAB ≤	0,65
Subúmido Úmido	0,65	< IIAB ≤	1,00
Úmido		>	1,00

Fonte: UNEP (1992).

5.2.5. Análise espectral - Transformada em Ondaletas

A Transformada em Ondaletas (TO) é uma operação linear empregada na análise de sinais não estacionários, com a finalidade de obter informações relevantes acerca das variações em frequência, como também detectar composições localizadas no espaço ou no tempo (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

Partindo do princípio mais genérico, considera-se a composição das ondaletas como um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas a partir de dilatações e translações de uma função simples $\psi(t)$, de variável real t , comumente chamada de função ondaleta ou ondaleta-mãe (BASTOS, 2013).

O conceito central da TO versa na metodologia da multirresolução, que consiste em decompor o sinal analisado em diferentes níveis de frequência (resolução). O perfil de multirresolução fornece uma disposição hierárquica simples para interpretação das informações determinadas através da série temporal. Em resoluções desiguais, os detalhes de um sinal geralmente caracterizam distintas composições físicas do mesmo. Ao se considerar uma forma de resolução mais grosseira, os detalhes normalmente caracterizam as grandes estruturas que fornecem o contexto, enquanto que, com o aumento da resolução, detalhes mais finos são alcançados (BOLZAN, 2006).

Seguindo a disposição matemática descrita por Barbosa e Blitzkow (2008) e Barbosa (2012), a TO reúne propriedades de translação e escalamento, equações (16) e (17), respectivamente, em um único protótipo de uma função ondaleta geradora $\psi_{j,k}(t)$, donde obtêm-se as chamadas funções ondaletas filhas pela mudança de j e k . Dessa forma, o termo ondaleta refere-se basicamente a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por translações $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$ e escalamentos $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$ e de uma Função Ondaleta base simples $\psi_0(t)$, denominada convencionalmente de ondaleta-mãe. Assim sendo, a função ondaleta geradora em função de ψ_0 pode ser constituída seguindo a descrição da Equação (15),

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t-k}{j}\right); \text{ para } j \neq 0 \quad (15)$$

Cada Função Ondaleta é composta por um termo de escalamento j , que gera sua contração ou dilatação, e um termo de translação k , que dispõe quantas vezes cada função ondaleta é aplicada sobre a série temporal. Por conseguinte, o aumento do fator de escalamento j implicará em contração, e a sua diminuição acarretará em dilatação, de tal modo que as ondaletas filhas serão originadas da seguinte formulação,

$$\psi_k(t) = \psi_0(t - k) \text{ como função do termo de translação } k \quad (16)$$

$$\psi_j(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \psi_0\left(\frac{t}{j}\right) \text{ como função do termo de escalamento } j; \text{ para } j \neq 0 \quad (17)$$

Nas equações (16) e (17), as ondaletas filhas são determinadas pela translação e pela mudança de escala, respectivamente. O fator $1/\sqrt{j}$ é a constante de normalização da energia de cada ondaleta filha de maneira a manter a mesma energia da ondaleta principal, de modo que, o conjunto da energia de todas as ondaletas filhas, advindas das equações (16) e (17), deriva na energia total da transformada.

Assim sendo, a análise de ondaletas é dada pela aplicação sucessiva da transformada em ondaletas aos diversos valores de k e j , o que representa a decomposição do sinal original da série temporal em diversas componentes no tempo e em frequência (período), de acordo com os parâmetros de translação e de escala.

O emprego da análise de ondaletas em séries temporais permite o uso de longos intervalos de tempo em que se desejem informações de baixa frequência mais precisas, ou em áreas menores e com informações de alta frequência, como é representado na Figura 4. Observa-se que as dimensões das janelas para localização de frequências são ajustáveis a cada segmento do sinal, vindo a identificar altas e baixas frequências em um mesmo espaço temporal.

Portanto, diferentemente de outros métodos de processamento de sinais, com a TO se admite que os procedimentos de análise sofram alterações de acordo com as características de cada fração do sinal estudado.



Figura 4 - Decomposição de uma série temporal em tempo-frequência com tamanhos de janelas variáveis através da transformada em ondaletas. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).

Para que uma função venha ser considerada função ondaleta base, representada por ψ_0 , ela deve satisfazer, ao menos, a duas propriedades principais:

1ª Propriedade: A área total sob a curva da função deve ser zero, de forma que:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t) dt = 0 \quad (18)$$

O resultado da Equação (18) estabelece que $\psi_0(t)$ deve oscilar de modo a cancelar as áreas positivas e negativas com a finalidade de anular a integral. Isto sugere que o gráfico de $\psi_0(t)$ tem a forma de uma onda de curta duração. Essa propriedade é admitida como condição de admissibilidade e garante a transformada inversa da função ondaleta.

2ª Propriedade: A energia da função ondaleta é finita de tal modo que necessite possuir energia unitária, portanto:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 dt = 1 \quad (19)$$

A Equação (19) certifica que a função ondaleta tenha um decaimento rápido de amplitude, garantindo que a ondaleta-mãe possua uma localização espacial pelo processo conhecido como *e-folding time*, que é uma medida da largura da ondaleta em relação à sua escala. As propriedades acima descritas, são análogas a dizer que $\psi_0(t)$ é quadraticamente integrável, ou seja, que a função ondaleta pertence ao conjunto das funções de quadrado integrável $L^2(\mathbf{R})$, dentro do conjunto dos números reais $\mathbf{R}$. Estas propriedades também sugerem que $\psi_0(t)$ tende a oscilar acima e abaixo do eixo t e que tem sua energia localizada em uma certa área, já que ela é finita.

Deste modo, a particularidade de energia concentrada em uma região finita é o que distingue a análise de sinais quando se considera a TO, de quando é empregada a Transformada de Fourier, uma vez que Fourier utiliza funções trigonométricas periódicas seno e cosseno, tendo, assim, energia infinita.

Para se alcançar transformada em ondaletas contínua de um sinal, se deve seguir uma série de algoritmos considerados fundamentais. Neste argumento, Misiti et al. (2015a) destacam as principais ações metodológicas a serem tomadas:

- A.** Escolher a ondaleta-mãe e compará-la a um setor na entrada do sinal original;
- B.** Calcular os coeficientes de ondaleta (C) a partir da transformada em ondaletas, que irão representar o quão está correlacionada a ondaleta com esta seção do sinal (Figura 5). Quanto maior for o número de C , em valor absoluto, maior será a semelhança entre ambas;

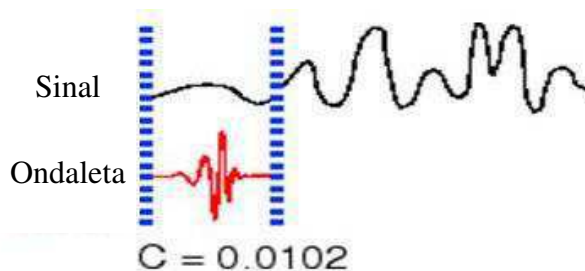


Figura 5 - Transformada em ondaletas em uma seção do sinal. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).

- C.** Deslocar a ondaleta para a direita, Figura 6, e repetir os passos **A** e **B** até cobrir, de setor em setor, todo o sinal;

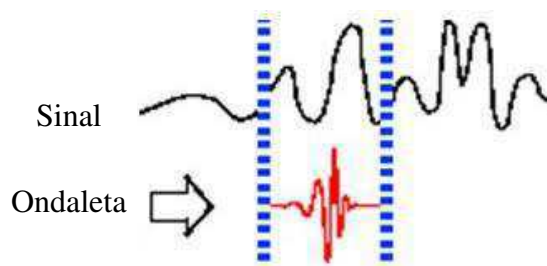


Figura 6 - Transformada em ondaletas em uma nova seção do sinal. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).

- D.** Compor uma nova escala para a ondaleta (dilatar ou comprimir), Figura 7, e repetir os passos de **A** até **C**;

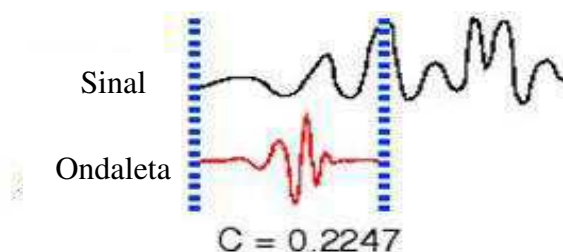


Figura 7 - Transformada em ondaletas em uma nova escala de ondaleta. Fonte: adaptado de Misiti et al. (2015).

- E.** Repetir os passos de **A** a **D** para todas as escalas da ondaleta quantas vezes forem necessárias.

Ao término destes procedimentos, são dispostos os coeficientes de ondaletas nas distintas escalas e seções do sinal. Os coeficientes das escalas maiores representam as ondaletas mais dilatadas e, os de escalas menores, estão atrelados às ondaletas mais comprimidas. Quanto mais dilatada estiver a ondaleta, maior será a parte do sinal com a qual ela estará sendo comparada e assim, medidas as suas características mais aparentes. Desta maneira, há uma intrínseca relação entre as escalas e a frequência revelada pela análise de ondaletas, que, de acordo com Castro (2007), pode ser resumida pela relação mostrada na Figura 8.

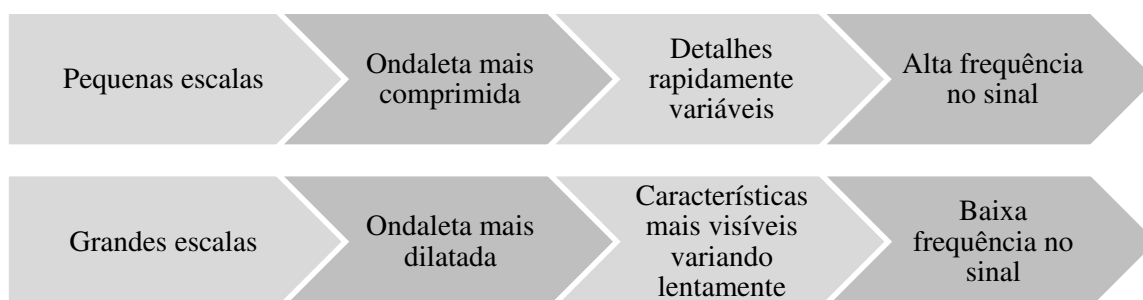


Figura 8 - Relação entre escalas e frequências na análise de ondaletas. Fonte: adaptado de Castro (2007).

5.2.5.1. A Função Ondaleta Base de Morlet

De uma maneira geral, cada tipo de ondaleta-mãe possui uma melhor ou pior localização nos domínios da frequência e/ou do tempo. Com isto, torna-se necessário a escolha de uma ondaleta base adequada que se ajuste aos objetivos pretendidos (GURGEL, 2013). Advinda da decomposição de uma função (imagem ou sinal), a TO pode ser descrita de forma discreta ou contínua, cada qual evidenciando o seu potencial de aplicabilidade.

As funções ondaletas são consideradas, genericamente, para referir-se a qualquer ondaletas, sejam elas, ortogonais ou não ortogonais. O emprego de uma base ortogonal sugere a utilização de transformada discreta, enquanto uma função não ortogonal pode ser aproveitada quer como transformada em ondaleta discreta, ou quer como contínua (FARGE, 1992).

A transformada em ondaletas na forma discreta consiste no emprego da transformada contínua em ondaletas para funções discretas. As ondaletas discretas são empregadas especialmente para a decomposição e filtragem de qualquer série temporal. A sua aplicabilidade neste aspecto deriva do fato de que estas ondaletas não provocam excessos de coeficientes entre as escalas (frequências). Comumente, esta metodologia é utilizada na análise e compressão de sinais digitais. A forma mais admitida dessa transformada é conhecida como transformada de Haar, que é uma função escala, postulada em 1909 (BOLZAN, 2006).

As ondaletas contínuas, por sua vez, são frequentemente utilizadas para visualizar, através de diagramas tridimensionais (periodogramas) a analogia existente entre as componentes de diferentes frequências em função da escala temporal da série (sinal) estudada. Estas afinidades são geralmente classificadas como não-lineares (BOLZAN, 2006).

Matematicamente, a transformada contínua equivale à integral, ao longo do tempo, de um sinal multiplicado por uma escala, e deslocado por uma ondaleta-mãe (Ψ), tal como,

$$C(\text{escala}, \text{posição}) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi(\text{escala}, \text{posição}, t) dt \quad (20)$$

Neste argumento, a transformada em ondaletas contínua de uma série temporal ($f(t)$, $t=1, \dots, N$) com períodos de tempo constantes dt é definida como a convolução de $f(t)$ com o complexo conjugado da ondaleta-mãe escalada e normalizada, disposta na Equação (21),

$$W_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=1}^N f(t) \psi_0^* \left(\frac{t-k}{j} \right) dt \quad (21)$$

O asterisco da função de ondaleta indica o conjugado complexo da função; $f(t)$ representa a função que constitui a série de dados a ser avaliada; o termo $1/\sqrt{j}$ tende a normalizar a energia de cada ondaleta; $W_{j,k}(t)$ consiste na afinidade entre a função ondaleta e a função ou série analisada $f(t)$ de modo que, quanto maior o valor de $W_{j,k}(t)$, maior será a semelhança entre a função analisada com a função ondaleta-mãe que modula o sinal estudado.

Nas transformadas contínuas, as ondaletas-mães mais conhecidas são as de Morlet e Chapéu Mexicano, em que a suavidade e variações contínuas na amplitude da ondaleta são os principais resultados esperados (BOLZAN, 2006; CASTRO, 2007; MOURA et al., 2014). Para a seleção de uma função ondaleta, deve-se levar em consideração a representatividade da mesma às particularidades do sinal em estudo, ou seja, da série temporal. Caso o interesse esteja no estudo de mudanças de amplitude e fase, a forma complexa torna-se uma excelente escolha, tendo em vista que auxilia na captação do sinal oscilante dos dados (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

Ao seguir a metodologia proposta, e em conformidade à literatura consultada, tal como Torrence e Compo (1998), Vitorino (2003), Castro (2007), Barbosa e Blitzkow (2008), Barbosa (2012), Gurgel (2013), Santos et al. (2013), dentre outros, no presente estudo, os trabalhos são limitados apenas à aplicação da ondaleta base de Morlet.

Para estes autores, a análise de Morlet apresenta uma melhor representação de sinais não estacionários de baixa frequência obtidos na natureza, bem como maior eficiência em caracterizar

sinais geofísicos. A função ondaleta de Morlet é complexa, com características semelhantes às daquelas dos sinais meteorológicos que se pretende analisar, tais como simetria ou assimetria e variação temporal brusca ou suave. Vitorino (2003), ao citar Weng e Lau (1994), considera tais propriedades como critério determinante para a definição da função ondaleta a ser aplicada.

Neste contexto, a função de Morlet equivale à expressão,

$$\psi_0(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 t} \underbrace{e^{-\frac{1}{2}t^2}}_I \quad (22)$$

Sendo I , o *Envelope Gaussiano*; ω_0 , a frequência adimensional (valor que determina a forma do sinal modulador da função ondaleta) e t , cada valor da série temporal. Para a ondaleta base de Morlet, é indicada que a frequência de corte ω_0 seja igual a 6 como escolha ótima (FARGE, 1992; TORRENCE e COMPO, 1998; VITORINO, 2003; GRINSTED et al., 2004; BARBOSA e BLITZKOW, 2008 e ARAÚJO, 2013). Logo, a ondaleta de Morlet nada mais é do que a combinação de uma onda exponencial complexa (senóide), de frequência modulada por um envelope gaussiano de largura unitária, com a propriedade de acoplar oscilações suavizadas para valores da frequência $\omega_0 = 6$ (MOURA et al., 2014; TORRENCE e COMPO, 2015).

Assim, as ondaletas geradas devem seguir a formulação da Equação (23), dada por:

$$\psi_{(j,k)} = \frac{1}{\sqrt{j}} e^{i\omega_0 \left(\frac{t-k}{j}\right)} e^{-\left(\frac{t-k}{j}\right)^2} / 2 \quad (23)$$

Como exemplo, as Figuras 9 (a) e (b) delineiam, graficamente esta composição. A Figura 9 (a) ilustra uma onda de "pacote" com duração finita a uma frequência específica, a qual pode agrupar uma onda de certo período, bem como ser finita em extensão. Portanto, a ondaleta de Morlet, mostrada na Figura 9 (a), resulta de uma onda seno (em verde na Figura 9 (b)) multiplicada por um envelope Gaussiano (curva vermelha da Figura 9 (b)).

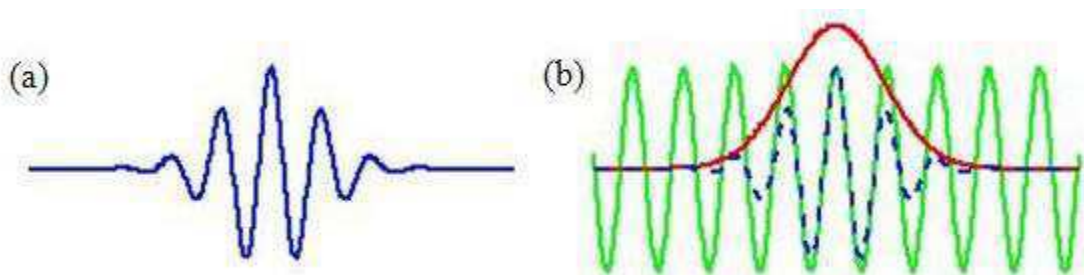


Figura 9 - (a) Sinal da função ondaleta de Morlet com largura e amplitude arbitrária, e o tempo ao longo do eixo x , (b) Construção do sinal (azul tracejado) a partir de uma onda seno (verde), modulada por um pacote Gaussiano (vermelho). Fonte: Torrence e Compo (2015).

Pode-se considerar que o mais relevante da análise em ondaletas está na sua capacidade de conduzir, como função base para a análise de outras funções inclusas no espaço $L^2(\mathbb{R})$, de uma forma mais elaborada que as bases senoidais dos métodos de Fourier. Ainda que dilatado/comprimido e transladado, o sinal da função de Morlet não perde a composição própria do sinal original. Na aplicação da TO a uma função base de Morlet, é possível decompor e descrever a função $f(t)$, de forma que se possa avaliar esta função em diversas escalas de frequência e de tempo, como mostrado na Equação (24).

$$W_{j,k}\left(\frac{t-k}{j}\right) = \frac{\pi^{-\frac{1}{4}}}{\sqrt{j}} \int_{t=-\infty}^{+\infty} f(t) e^{i\omega_0\left(\frac{k-t}{j}\right)} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{t-k}{j}\right)^2} dt \quad (24)$$

Na premissa da importância de se tentar buscar as relações físicas existentes entre os diversos fenômenos físicos atuantes em um sistema natural, Bolzan (2004, 2006) avalia que, através de periodogramas, podem-se identificar exatamente quais são as frequências predominantes em uma série temporal com resultado de maior precisão do que obtido pela transformada de Fourier. Neste contexto, as ondaletas contínuas propiciam um meio matemático adequado para análises através desses diagramas (RODRIGUES, 2015).

Desta configuração, Grinsted et al. (2004) e Santos et al. (2013), julgam que a TO pode ser pensada como uma série consecutiva de filtros “passa-faixa” (dispositivo que permite a passagem das frequências de uma determinada faixa e elimina as frequências fora dessa faixa) aplicada à séries temporais em que a escala da ondaleta é linearmente proporcional ao período próprio do filtro.

A TO conserva a variância, de forma que a série temporal pode ser precisamente reconstruída e permite fornecer a mesma informação da Transformada de Fourier através da redução de uma de suas três dimensões, ou seja, se for retirada a variabilidade temporal de sua transformada (TORRENCE e WEBSTER, 1999; CASTRO, 2007).

Na maioria das vezes, a melhor forma de analisar as informações transmitidas pela transformada em ondaletas provém da análise da variância local do sinal ou da série temporal, ou seja, da análise do espectro de potência da ondaleta - *Wavelet Power Spectrum* (WPS) (PAREDES, 2011; AVDAKOVIC e BOSOVIC, 2014). Por conseguinte, o espectro de potência da ondaleta pode ser definido como o valor absoluto ao quadrado da transformada em ondaletas e fornece uma medida da variação de séries temporais em cada escala (período) e em cada momento, se constituindo, assim, num processo de ondaleta localmente estacionário (RODRIGUES, 2015).

Matematicamente o mesmo pode ser definido como,

$$WPS_{j,k}(t) = |W_{j,k}(t)|^2 \quad (25)$$

O $WPS_{j,k}(t)$ estima a distribuição da variância (energia) entre j e diferentes k . Portanto, para a representação do espectro de potência da ondaleta, utiliza-se de um periodograma de $WPS_{j,k}(t)$, em que o eixo x representa o tempo (ou espaço) e o eixo y , as escalas (ou frequências).

Os resultados obtidos nesta fase são apresentados por meio da geração e interpretação do espectro de ondaletas, do espectro global de ondaletas e da variância média calculada em cada período de tempo. Inicialmente, com base na Equação (24), a transformada em ondaletas de Morlet é aplicada ao conjunto de dados unidimensionais dos índices de aridez e efetivo de umidade de Thornthwaite e do índice de aridez do UNEP ao longo do período de estudo, para que sejam identificadas, a partir da máxima energia de ondaleta, as escalas de tempo interanuais mais significativas para cada local.

Na obtenção do espectro global de ondaletas, utiliza-se a metodologia GWS, conhecida na literatura científica pela terminologia em inglês *Global Wavelet Spectrum*, a qual consiste numa forma similar do espectro de energia obtido via Transformada Rápida de Fourier (TORRENCE e WEBSTER, 1999). Por este processo, soma-se toda a energia associada a cada período ou escala j ao longo do tempo. Logo, a variância da ondaleta pode ser interpretada como a contribuição da energia da escala à energia total da função $f(t)$ e descrita da seguinte forma:

$$GWS_j = \sum_{t=1}^N WPS_{j,k}(t) \quad (26)$$

Na análise do GWS, para cada período de oscilação ou escala j , é conveniente realizar testes estatísticos com o objetivo de verificar se o valor obtido apresenta significância estatística ao nível de confiabilidade preestabelecido. No presente trabalho considera-se o teste t e significância de 95% ($\text{valor_p} \leq 0,05$).

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na etapa inicial, os cálculos são realizados a partir da execução do BHC, como alicerce à determinação dos índices e classificações climáticas inerentes a cada local, tomando-se como base as normais climatológicas estabelecidas pela OMM. Tais resultados servem para posterior análise comparativa com os alcançados em períodos seriados.

O índice de eficiência térmica, dado pela ETP anual, expõe predomínio do tipo climático megatérmico (A'), quantificado por valores de ETP superiores a 1140,0mm. Das 20 localidades analisadas, 17 apresentam, climatologicamente, clima megatérmico, enquanto que três, Araruna, Areia e Campina Grande, configuram-se no tipo mesotérmico (B'₄), como exposto no Apêndice A.

Dispõe-se, no Quadro 1, a classificação climática média, do período (1963 a 2012), obtida a partir dos índices climáticos propostos por Thornthwaite e pelo UNEP (IIAB). No primeiro método, apresenta-se o I_m como indicador do tipo climático principal, para cenários úmidos ou secos, acoplado aos valores de I_a e I_u na identificação dos subtipos secundários.

Em termos climatológicos, a classe semiárida apresenta-se dominante, especialmente pela metodologia de Thornthwaite, estando presente em 12 dos 20 locais avaliados, seguida pelas classificações, subúmido seco, úmido e árido. Varejão-Silva et al. (1987), ao regionalizar esta classificação climática, também evidenciam a supremacia da categoria semiárido em grande parte do interior do estado da Paraíba, porém, com uma tendência a condições mais secas, principalmente no setor central do Estado, onde haveria uma maior abrangência espacial do tipo Árido (E), como em Pedra Lavrada e Taperoá, não evidenciada nos resultados atuais. Deve-se levar em consideração, porém, que estes autores utilizaram uma CAD de 100,0mm padrão para todos os municípios, não considerando o tipo de solo local.

Já pelo critério do UNEP, os tipos climáticos predominantes oscilam entre semiárido e subúmido seco, sem nenhuma condição de aridez, categoria esta, observada, a partir de Thornthwaite, em Caraúbas. No que tange ao maior grau de umidade, ambos os métodos descrevem Alhandra, Areia e João Pessoa com a tipologia úmida.

Os resultados, a partir destas metodologias, destacam a significativa diferença dos tipos climáticos encontrados, principalmente entre as classificações subúmido seco e subúmido úmido, e semiárido e subúmido seco. O critério do UNEP tende a definir climas menos secos que o determinado por Thornthwaite. Com isto, fica evidente, que a utilização de metodologias distintas pode indicar resultados diferentes para a caracterização do tipo climático de uma mesma região ou local.

Quadro 1 - Classificação climática para dados normais climatológicos, determinada a partir do I_m de Thornthwaite e do IIAB do UNEP.

Localidade	Índice	Valor	Classificação climática
Conceição	I_m	-28,2	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,51	Subúmido seco
Cajazeiras	I_m	-20,1	Semiárido/($D_{s/w}$)
	IIAB	0,60	Subúmido seco
Santana dos Garrotes	I_m	-31,2	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,47	Semiárido
Coremas	I_m	-27,3	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,52	Subúmido seco
São Francisco	I_m	-32,0	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,47	Semiárido
Pombal	I_m	-32,7	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,45	Semiárido
Catolé do Rocha	I_m	-26,1	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,55	Subúmido seco
Santa Teresinha	I_m	-18,6	Subúmido seco ($C_{1s/w}$)
	IIAB	0,61	Subúmido seco
São Sebastião do Umbuzeiro	I_m	-30,6	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,49	Semiárido
Prata	I_m	-24,7	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,58	Subúmido seco
Taperoá	I_m	-32,3	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,46	Semiárido
Caraúbas	I_m	-41,6	Árido/(E_d)
	IIAB	0,31	Semiárido
Pedra Lavrada	I_m	-39,3	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,35	Semiárido
Campina Grande	I_m	-14,4	Subúmido seco (C_{1d})
	IIAB	0,72	Subúmido úmido
Aroeiras	I_m	-31,7	Semiárido (D_d)
	IIAB	0,47	Semiárido
Araruna	I_m	-10,2	Subúmido seco (C_{1d})
	IIAB	0,80	Subúmido úmido
Areia	I_m	40,3	Úmido (B_{2r})
	IIAB	1,36	Úmido
Sapé	I_m	-10,6	Subúmido seco (C_{1d})
	IIAB	0,77	Subúmido úmido
Alhandra	I_m	34,9	Úmido (B_{1r})
	IIAB	1,30	Úmido
João Pessoa	I_m	30,4	Úmido ($B_{1s/w}$)
	IIAB	1,20	Úmido

6.1. Índices climáticos seriais

Na finalidade de gerar a base de informações para o cálculo dos índices climáticos, I_a , I_u , I_m e IIAB seriais com eficaz obtenção dos resultados, o BHC mensal é executado, no formato sequencial, 589 vezes para cada uma das 20 localidades em estudo. Em decorrência

da vasta gama de informações gerada, são selecionados, de forma subjetiva, pontos representativos de cada região pluviometricamente homogênea do estado da Paraíba (Silva, 1996) para a análise e discussão gráfica. Os resultados gráficos das demais localidades estão devidamente dispostos nos Apêndices B e C.

Assim sendo, nas Figuras 10 e 11(a) a (c) estão delineadas as séries temporais dos índices I_m e I_a indicados por Thornthwaite (1948) e IIAB pelo UNEP, para Cajazeiras, no Alto Sertão; Catolé do Rocha, no Sertão; Caraúbas, no Cariri/Curimataú; Campina Grande, no Agreste; Areia, no Brejo e Alhandra, no Litoral.

Numa perspectiva espacial, a amplitude de cada índice segue, fundamentalmente, a posição geográfica de cada localidade dentro do Estado, inferindo condições de qualidade mais úmida a leste (Litoral e Brejo), mais árida na parte central (Cariri/Curimataú) e intermediária a oeste (Alto Sertão e Sertão).

Ao mesmo tempo, o comportamento temporal do I_m apresenta-se altamente semelhante ao do índice do UNEP, acompanhando linearmente os picos de maior e menor umidade, de modo que o grau de correlação entre ambos, se iguala a 1 em todas as séries estudadas.

Em Cajazeiras, posicionada no extremo oeste do Estado, a semiaridez é preponderante. O período chuvoso restringe-se, no máximo, a quatro meses durante o ano e é altamente dependente da intensidade e posicionamento da ZCIT e de sistemas transientes como os VCAN; mesmo assim, acumula pluviometria média próxima dos 900,0 mm/ano (BECKER et al., 2011). Por esta razão, o I_a mostra-se acentuado e com valores superiores a 33,3, Figura 10(a), valor este, definido como limite para a atmosfera apresentar déficit de umidade, ou seja, abaixo do mesmo, o índice de umidade na atmosfera pode ser considerado satisfatório. Excetua-se, apenas, o período 2010/11, significativamente menos árido, muito embora tenha apresentado I_m inferior ao observado no período 1984/85. Na realidade, este índice mantém-se predominantemente superior a 40, ou seja, o conteúdo de umidade da atmosfera em Cajazeiras é inferior a 40% da sua capacidade de absorção de água. Coerente à realidade local, o I_m conserva-se negativo em grande parte do tempo e com significativa frequência de valores inferiores a -20, expondo o predomínio de clima semiárido. Entretanto, pode-se verificar a caracterização de climas áridos a úmidos, o que vem a mostrar a grande variabilidade interanual e interdecenal do clima em Cajazeiras. Acompanhando esta variabilidade, o índice do UNEP apresenta, ao longo da série, valores desde 0,3 até 1,3, proporcionando, desta forma, classificações desde a classe semiárida até a classe úmida.

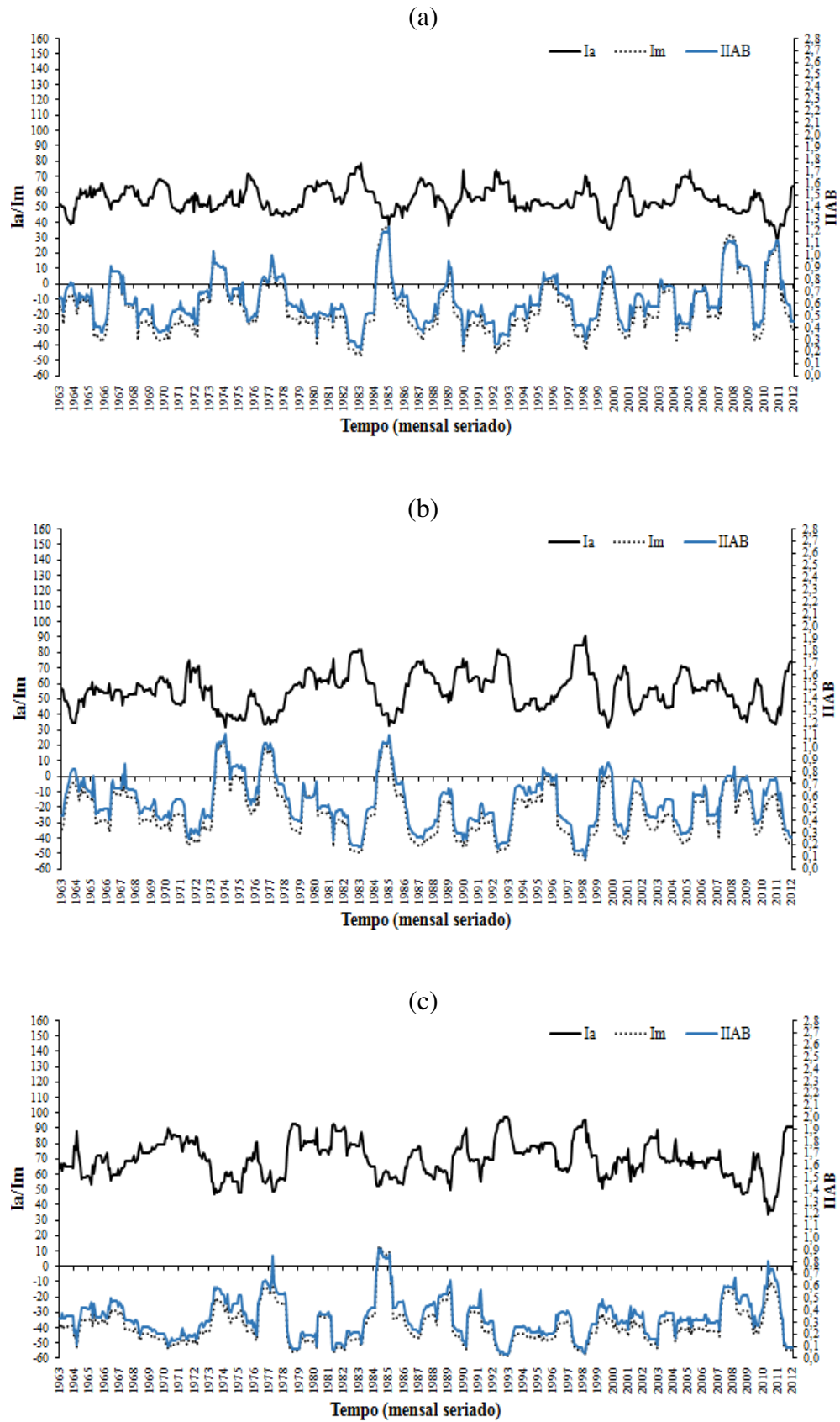


Figura 10 - Distribuição temporal de I_m , I_a e IIAB para: (a) Cajazeiras, (b) Catolé do Rocha e (c) Caraúbas. A linha contínua longitudinal indica transição do I_m (+) ou (-).

A região do Sertão também sofre influência dos mesmos fatores climáticos referidos para o Alto Sertão, estando o seu regime pluviométrico grandemente condicionado pela variação intrasazonal da ZCIT. Em decorrência do curto período de chuvas, Catolé do Rocha igualmente apresenta o domínio de clima seco, com a supremacia de I_m negativos, Figura 10(b). Prevalece o quadro de semiaridez, chegando, em vários períodos, à condição de aridez ($I_m < -40$). Em contraposição, épocas mais úmidas ocorrem, entre as décadas de 1970 e 1980, como entre 1974-76, 1977/78 e final de 1984/85. A partir de 1986, até 2012, todos os I_m são negativos. Valores de I_a acima de 40 são dominantes, e até mesmo superiores a 80 em alguns curtos intervalos de tempo. O índice do UNEP aponta a maior formação de clima árido a subúmido seco, dada por índices variáveis entre 0,2 e 0,6.

Mostra-se, na Figura 10(c), o resultado obtido para o município de Caraúbas, posicionado na região do Cariri/Curimataú, centro do Estado e fortemente dependente da configuração da ZCIT. Caracteriza-se pela alta irregularidade temporal e espacial das chuvas, curto período chuvoso (mais expressivo nos meses de março e abril), bem como por apresentar baixos totais pluviométricos (400,0mm a 500,0mm anuais) (BECKER et al., 2011). Como esperado, há uma proeminência de elevados valores de I_a , acima de 50 em praticamente toda a série. Nesta condição, chega-se a índices críticos, com I_a quase igualado à ETP, como observado entre outubro de 1992 e dezembro de 1993, ($I_a = 96,7$), indicando acentuada deficiência de água na atmosfera. Período mais úmido, com I_a abaixo de 40, configura-se apenas entre meados de 2010 e 2011. O I_m permanece negativo na maior parte dos anos, indicando clima seco e com o domínio de tipo climático árido. O índice do UNEP mostra-se bem mais baixo que nas demais regiões, reforçando a condição de aridez predominante. Excetuando-se curtos períodos mais úmidos (1977/78, 1984/85 e 2010/11), mantém valores abaixo de 0,5 e clima semiárido. Em vários subperíodos, observam-se índices inferiores a 0,2, o que vem a diagnosticar a categoria de clima árido e até mesmo hiperárido.

A distribuição temporal dos índices climáticos seriais, computados para Campina Grande é disposta na Figura 11(a). Campina Grande faz parte da região homogênea do Agreste, espaço de transição entre áreas mais úmidas e mais secas do estado da Paraíba. Ainda que sofra influência dos mesmos sistemas atmosféricos do leste, a pluviometria reduz drasticamente em relação às regiões do Litoral e Brejo, vindo a acumular totais anuais inferiores a 800,0mm, (BECKER et al., 2011). Logo, os índices calculados expõem longos períodos mais secos ($I_m \leq 0$), especialmente a partir da década de 1980 (1977-84, 1986-93 e 1995-99). Épocas mais úmidas, e também curtas, ocorrem entre esses períodos, como em meados das décadas de 1980, 2000, 2004 e 2010/11, gerando grande oscilação temporal. Para

o I_a , os resultados mostram que o índice de umidade presente na atmosfera, não é potencialmente satisfatório, tendendo para longos períodos com déficits de umidade, haja vista que em grande parte da série, o I_a conserva-se entre 30 e 50. Concomitantemente, o índice do UNEP indica predomínio de clima subúmido, com valores entre 0,5 e 1,0.

O município de Areia, exemplo típico da região do Brejo, sofre, em grande parte, influência dos mesmos mecanismos climáticos atuantes no Litoral, porém com diferenciada magnitude em decorrência da sua posição mais continental e aos elevados níveis de altitude. A região apresenta índices pluviométricos anuais menos intensos, em torno dos 1100,0mm anuais, e menos homogêneos em relação à faixa litorânea, compondo-se na segunda área mais úmida do Estado (BECKER et al., 2011). Em Areia, o I_m se conserva positivo em grande parte da série, apenas curtos períodos mais secos são evidenciados, como entre 1992/1993, quando se verifica um pequeno intervalo negativo, Figura 11(b). Picos mais úmidos ocorrem no início da década de 1960, 1974, 1985/86, 2000, 2004 e 2011, com alta irregularidade entre períodos úmidos e secos. Período mais longo e homogêneo se forma na década de 1970, com I_m oscilando entre 40 e 80 e índice do UNEP acima de 1,3, o que caracteriza a estabilidade de clima úmido. Apesar das variações temporais, o I_a conserva-se inferior a 30, indicando poucos eventos com déficit de umidade, os quais ocorrem mais intensamente entre os anos de 1992/1993 e 2004 a 2006.

O Litoral é a mais úmida região paraibana, com pluviometria média próxima aos 1500,0mm anuais, estando grandemente condicionada pela atuação dos DOL e pelos efeitos de brisa marítima (BECKER et al., 2011). Desta forma, em Alhandra, o I_m é preponderantemente positivo com um expressivo período mais úmido entre o início de 1984 e meados de 1992, Figura 11(c). No restante da série, resulta uma maior variabilidade entre os períodos, dos quais verificam-se curtos períodos (1969/1970, 1972/73 e 1997/98) sob condições de clima mais seco. Coerente ao I_m , os indicadores de I_a são, na sua grande maioria, inferiores a 33,3. Também se evidencia que os maiores valores de I_a são conjugados a períodos em que o I_m apresenta-se mais baixo, exceto no período 1986-1988. Nestes anos, os valores de I_m são os mais elevados da série, mesmo assim, o I_a também se mostra um pouco mais elevado do que seria esperado de ocorrer. Isto indica que neste período, ocorreram-se meses bastantes chuvosos intercalados por períodos menos chuvosos. Seguindo as características pluviométricas observadas em Alhandra, o índice do UNEP permanece, em grande parte da série, superior a 1,0, confirmando a supremacia de clima úmido.

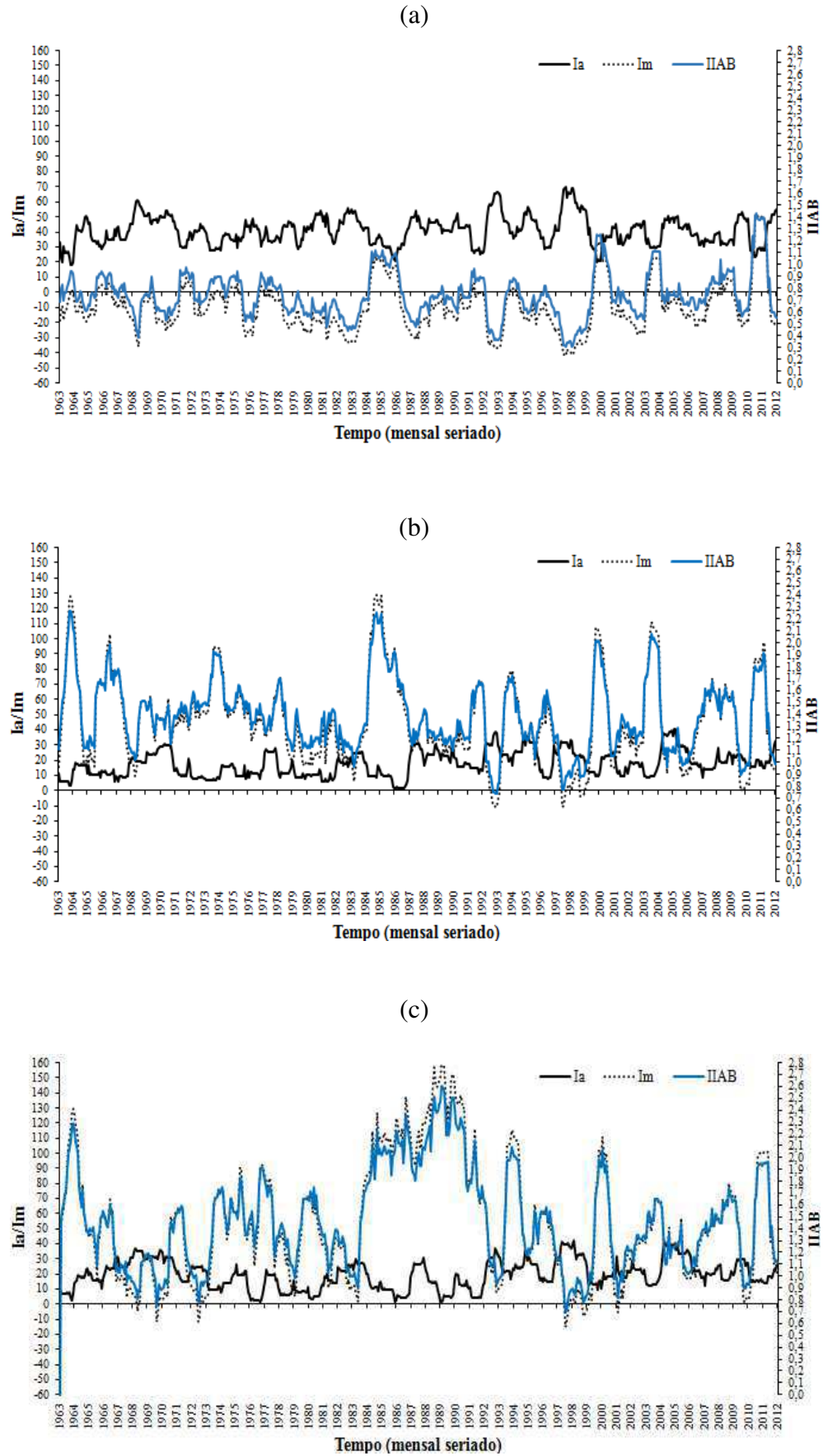


Figura 11 - Distribuição temporal de I_m , I_a e $IIAB$ para: (a) Campina Grande, (b) Areia e (c) Alhandra. A linha contínua longitudinal indica transição do I_m (+) ou (-).

6.1.1. Classificação climática de Thornthwaite

No Quadro 2 são dispostos os valores percentuais (%) da frequência de ocorrência de cada tipo climático, no cômputo sequencial dos dados no período de 1963 a 2012, tendo como base os valores de I_m calculados a partir da metodologia proposta por Thornthwaite (1948).

Numa primeira análise, observa-se a expressiva frequência do tipo climático semiárido (D), despontando em 12 dos 20 locais estudados, seguindo-se das categorias subúmido seco (C_1) e subúmido úmido (C_2). Destaca-se o domínio da condição de aridez (E) apresentada em Caraúbas, a qual é ocorrente em 51% da série estudada e acompanhada pela categoria semiárido em 41% do tempo, sem nenhum período úmido ou superúmido.

Apesar de apresentar maior frequência de ocorrência apenas em Caraúbas (51%), a classe árida mostra acentuada presença também em Pedra Lavrada (41,9% contra 42,1% de semiárido), Taperoá (25,6%) e São Sebastião do Umbuzeiro (23,8%). Estes resultados caracterizam fortemente, a predominância de condições árida a semiárida nestas localidades, vindo a dispor de um ambiente altamente vulnerável às variações climáticas.

Em Araruna, Campina Grande, Santa Teresinha e Sapé, a classificação subúmido seco prevalece seguida pela expressiva condição de semiaridez, acima de 20%. Em Santa Teresinha, as duas classes mostram-se bastante próximas, com 36,8% e 31,2%, respectivamente.

Climas úmidos são predominantes em Areia (54,9%), Alhandra (53,8%) e João Pessoa (46,5%). Apesar de haver uma hegemonia de climas úmidos, a superúmidos (~17%), sem a ocorrência de condições áridas ou semiáridas, em Alhandra, a categoria subúmido úmido ainda se apresenta significativa em 19,4% dos períodos. Em Areia e João Pessoa, ficam claramente proeminentes os climas úmidos (B_2 e B_1) e poucas ocasiões de superúmido (A).

A análise do percentual temporal que cada município está sobre a predominância de determinado tipo de clima remete, a partir da metodologia de Thornthwaite, para uma grande semelhança entre o tipo climático relativamente mais frequente e os gerados com base na normal climatológica, principalmente no que se refere aos tipos climáticos mais secos. Nas regiões mais úmidas, nas quais pertencem Alhandra, Areia e João Pessoa, sobrevêm alterações de classe no tipo climático úmido entre dados climatológicos e seriais, as quais variam de B_1 para B_2 nos municípios litorâneos e de B_2 para B_1 em Areia, no Brejo. Entretanto, para Pedra Lavrada a classificação climática de longo tempo determina clima semiárido (Quadro 1) e pela análise seriada, são dois tipos: semiárido (42,1%) e árido (41,9%) (Quadro 2), ou seja, não é possível afirmar que o clima semiárido é mais frequente neste local.

Por outro lado, apesar das semelhanças observadas relativamente aos maiores valores percentuais de cada tipo climático, não se deve descartar a contribuição percentual dos tipos climáticos próximos, os quais podem trazer significativos subsídios na determinação das condições climáticas locais ou regionais, como por exemplo, Santa Teresinha, cujo tipo climático mais frequente é subúmido seco (36,8%), seguido por semiárido (31,2%) e árido (16,5%). Nota-se que mesmo tendo uma classificação climática principal de subúmido seco, em aproximadamente 48% do tempo do período analisado, as condições climáticas em Santa Teresinha são de semiárido ou árido.

Quadro 2 - Divisão percentual dos tipos climáticos seriais delimitados a partir do I_m (Thornthwaite, 1948).

Tipo de Clima	Superúmido	Úmido	Úmido	Úmido	Úmido	Subúmido úmido	Subúmido seco	Semiárido	Árido
Símbolo	A	B ₄	B ₃	B ₂	B ₁	C ₂	C ₁	D	E
Localidade\Categoria	$I_m \geq 100$	$100 > I_m \geq 80$	$80 > I_m \geq 60$	$60 > I_m \geq 40$	$40 > I_m \geq 20$	$20 > I_m \geq 0$	$0 > I_m \geq -20$	$-20 > I_m \geq -40$	$-40 > I_m \geq -60$
Conceição	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	2,4	35,7	51,3	9,0
Cajazeiras	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	13,9	30,6	47,5	3,8
Santana dos Garrotes	0,0	0,0	0,0	0,0	3,1	7,6	18,7	50,9	19,7
Coremas	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	8,8	32,4	44,5	12,6
São Francisco	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	6,6	19,5	59,6	12,9
Pombal	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,9	24,6	49,9	20,5
Catolé do Rocha	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	6,6	34,3	42,4	15,6
Santa Teresinha	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	14,1	36,8	31,2	16,5
São Sebastião do Umbuzeiro	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	9,5	18,0	47,9	23,8
Prata	0,0	0,0	0,0	1,0	2,0	12,6	21,6	48,4	14,4
Taperoá	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	8,0	17,7	47,2	25,6
Caraúbas	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	6,1	41,0	51,0
Pedra Lavrada	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	2,4	13,4	42,1	41,9
Campina Grande	0,0	0,0	0,0	1,4	4,9	17,5	51,6	23,8	0,8
Aroeiras	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0	1,4	21,9	57,0	18,2
Araruna	0,0	0,0	2,2	4,2	9,0	18,2	41,1	23,8	1,5
Areia	5,4	6,8	15,8	26,0	28,9	14,4	2,7	0,0	0,0
Sapé	0,0	0,0	0,0	3,7	8,0	22,6	42,4	23,3	0,0
Alhandra	17,0	7,1	16,8	19,7	17,3	19,4	2,7	0,0	0,0
João Pessoa	7,0	7,3	14,1	23,6	22,9	10,7	11,7	2,7	0,0

Um melhor detalhamento nos resultados pode ser proporcionado pela subdivisão dos tipos climáticos. Nesta classificação, além dos valores de I_m , também se leva em consideração, os índices de aridez e umidade, I_a e I_u , respectivamente, como delimitadores de deficiência ou excesso hídrico. Nesta perspectiva, o Quadro 3 apresenta o grau percentual de ocorrência das subdivisões dos tipos climáticos, a partir do valor de I_a , para climas úmidos (A, B e C_2), e I_u , para climas secos (C_1 , D e E), delimitados pelo sinal – ou + do I_m , respectivamente.

De clima essencialmente úmido, Alhandra e Areia se avultam por apresentar pequena ou nenhuma deficiência hídrica (r) acompanhada de moderada deficiência hídrica no verão (s) em torno de 90% dos períodos analisados, enquanto que, em João Pessoa, mesmo posicionado na faixa litorânea, predomina a moderada deficiência hídrica no verão em mais de 50% do tempo.

Quadro 3 - Subdivisão percentual dos tipos climáticos em função de I_a e I_u para os sinais +/- de I_m (Thornthwaite, 1948).

Descrição	Pequena ou nenhuma deficiência hídrica	Moderada deficiência hídrica no verão/inverno	Acentuada deficiência hídrica no verão/inverno	Pequeno ou nenhum excesso de água	Moderado excesso de água no inverno/verão	Acentuado excesso de água no inverno/verão
Símbolo	r	s/w	s_2/w_2	d	s/w	s_2/w_2
Localidade/Categoria	Climas úmidos ($I_m \geq 0$)			Climas secos ($I_m < 0$)		
	$0 \leq I_a \leq 16,7$	$16,7 < I_a \leq 33,3$	$I_a > 33,3$	$0 \leq I_u \leq 10$	$10 < I_u \leq 20$	$I_u > 20$
Conceição	0,0	0,2	3,9	49,6	31,2	15,1
Cajazeiras	0,0	0,3	17,9	38,4	26,8	16,6
Santana dos Garrotes	0,0	0,0	10,7	64,2	17,5	7,6
Coremas	0,0	0,0	10,5	49,6	26,0	13,9
São Francisco	0,0	0,0	8,0	69,8	16,0	6,2
Pombal	0,0	0,0	4,9	64,5	23,8	6,8
Catolé do Rocha	0,0	0,7	7,0	56,9	24,5	10,9
Santa Teresinha	0,0	0,0	15,4	38,9	19,2	26,5
São Sebastião do Umbuzeiro	0,0	1,2	9,2	72,5	13,2	3,9
Prata	0,0	1,0	14,6	58,8	16,1	9,5
Taperoá	0,0	1,4	8,1	69,4	19,4	1,7
Caraúbas	0,0	0,0	1,9	84,5	12,9	0,7
Pedra Lavrada	0,0	0,8	1,8	76,4	16,6	4,4
Campina Grande	0,0	14,3	9,5	36,0	32,6	7,6
Aroeiras	0,2	1,4	1,3	76,4	19,3	1,4
Araruna	11,4	21,0	1,2	56,4	8,8	1,2
Areia	49,2	45,3	2,7	0,4	2,4	0,0
Sapé	2,4	22,6	9,3	40,0	20,4	5,3
Alhandra	42,3	47,2	7,8	0,6	1,9	0,2
João Pessoa	15,8	53,1	16,6	4,9	8,1	1,5

Em condição oposta, as localidades de clima predominantemente seco, expõem uma grande frequência de períodos de pequeno ou nenhum excesso de água (d), a qual, na sua maioria, supera os 50%. Neste conjunto, é proeminente destacar a recorrência da subdivisão (d) observada em Caraúbas (84,5%), Aroeiras e Pedra Lavrada (76,4%) e São Sebastião do Umbuzeiro (72,5%), áreas criticamente mais deficitárias em termos hídricos no estado da Paraíba, haja vista, a ampla prevalência de períodos secos.

6.1.2. Classificação climática pelo índice do UNEP

A frequência percentual de ocorrência de tipos climáticos obtidos de acordo com o índice do UNEP, a períodos sequenciais de 12 meses, durante os cinquenta anos de dados (janeiro de 1963 a dezembro de 2012), é mostrada no Quadro 4. Como já referido, o IIAB é oficialmente utilizado pelos Programas das Nações Unidas no intuito de caracterizar regiões climáticas susceptíveis aos processos de desertificação, com base no valor do índice de aridez ($IIAB \leq 0,65$).

Quadro 4 - Divisão percentual da classificação climática obtida pelo índice de aridez do UNEP (1992).

Tipo de Clima	Hiperárido	Árido	Semiárido	Subúmido Seco	Subúmido Úmido	Úmido
Localidade\Categoria	$IIAB \leq 0,03$	$0,03 < IIAB \leq 0,20$	$0,20 < IIAB \leq 0,50$	$0,50 < IIAB \leq 0,65$	$0,65 < IIAB \leq 1,00$	$IIAB > 1,00$
Conceição	0,0	2,0	41,6	36,3	18,3	1,8
Cajazeiras	0,0	0,0	28,8	33,1	32,8	5,3
Santana dos Garrotes	0,0	2,9	51,8	30,2	11,7	3,4
Coremas	0,0	6,0	35,3	29,2	27,0	2,5
São Francisco	0,0	2,4	52,3	25,1	17,7	2,5
Pombal	0,0	4,0	55,2	24,3	16,5	0,0
Catolé do Rocha	0,0	3,7	42,1	23,6	27,2	3,4
Santa Teresinha	0,0	3,9	37,2	22,7	34,5	1,7
São Sebastião do Umbuzeiro	0,0	5,8	55,3	18,7	18,0	2,2
Prata	0,2	6,8	36,3	26,3	27,5	2,9
Taperoá	0,0	6,8	47,0	29,7	13,8	2,7
Caraúbas	0,7	20,0	64,0	11,9	3,4	0,0
Pedra Lavrada	0,0	15,3	59,6	16,3	8,8	0,0
Campina Grande	0,0	0,0	8,8	24,0	58,9	8,3
Aroeiras	0,0	3,0	56,2	25,0	14,1	1,7
Araruna	0,0	0,7	8,6	16,5	48,9	25,3
Areia	0,0	0,0	0,0	0,0	8,0	92,0
Sapé	0,0	0,0	7,1	19,4	56,0	17,5
Alhandra	0,0	0,0	0,0	0,0	13,8	86,2
João Pessoa	0,0	0,0	0,2	3,2	16,5	80,1

Coeso à avaliação descrita a partir dos índices pautados por Thornthwaite (1948), os resultados obtidos pelo índice de aridez do UNEP convergem para uma condição de semiaridez na maioria das regiões que compõem o estado da Paraíba. Com porcentagem de tempo de permanência de um tipo climático superior a 50% dos períodos, delinea-se clima tipicamente semiárido em Caraúbas, Pedra Lavrada, Aroeiras, São Sebastião do Umbuzeiro, Pombal, São Francisco e Santana dos Garrotes; ressalta-se que, na primeira localidade, o tipo Árido torna-se presente em 20% do tempo, chegando a alcançar, em algumas ocasiões, o grau de hiperaridez.

Muito embora haja significativa ocorrência do tipo climático semiárido, a classe subúmido, observada com maior frequência em locais como Coremas, Prata, Santa Teresinha e Conceição, não deve ser descartada, tendo em vista sua expressiva recorrência ao longo da série.

Em Cajazeiras, se mantém uma condição climática intermediária, na qual é destacada uma equidistância de frequência entre os tipos climáticos subúmido úmido, subúmido seco e semiárido, com um sutil domínio das segunda e primeira classificação, seguidos por uma pequena porcentagem (5,3%) de clima úmido. Mesmo Cajazeiras fazendo parte da região do Alto Sertão, o índice do UNEP não identifica épocas de aridez ou hiperaridez.

Climas úmidos são fortemente verificados em Areia, Alhandra e João Pessoa, inclusos nas regiões do Brejo e Litoral, os quais são observados em mais de 80% dos períodos em estudo. Apesar de o Litoral ser a região onde se acumulam os mais elevados totais pluviométricos anuais, a máxima porcentagem de tempo com clima úmido (92,0%) durante o período analisado, se concentra em Areia, no Brejo, com o restante do período na categoria subúmido úmido (8,0%). Também inserido no Brejo, Sapé não apresenta a mesma realidade de Areia. Há, neste local, um prevalecimento de clima subúmido úmido e até mesmo registro de clima semiárido em alguns períodos, como em Campina Grande e Araruna, no Agreste. Tal resultado pode inferir que, mesmo dentro de uma região homogênea, pode-se expressar forte variabilidade espacial e temporal das chuvas.

Aparentemente, o índice de aridez do UNEP mostra-se menos criterioso para classificações climáticas do que o I_m determinado conforme Thornthwaite, demonstrando um quadro menos árido que o encontrado pelo índice efetivo de umidade. Por outro lado, a metodologia de Thornthwaite não possibilita a visualização de condições de hiperaridez.

Numa perspectiva temporal, as Figuras 12 e 13(a) a (c), ilustram a propagação temporal do IIAB acoplada aos limites das classes climáticas deliberadas pelo UNEP (1992). Com isto, podem-se identificar os períodos posicionados dentro de cada classe climática.

Na Figura 12(a), distribuem-se, temporalmente, os índices e classes climáticas para o município de Cajazeiras. Como já examinado, neste índice, ocorre significativa irregularidade nos resultados, com uma proeminente variação entre períodos subúmidos úmidos, subúmidos secos e de semiaridez, destacando uma quase equivalência de ocorrência destas classes climáticas. Tal condição corrobora com a realidade típica da variabilidade climática inerente ao semiárido paraibano, citado no levantamento bibliográfico. Mesmo com 65,9% da série de dados configurada nas categorias subúmido, Quadro 4, alguns picos úmidos relevantes sobressaem, por ordem de amplitude, entre os anos de 1984/85, 2007/08, 2010/11 e 1973/74. Por outro lado, o período 1982/83 se destaca pela elevada proximidade da condição de aridez, seguindo-se dos anos de 1990, e 1992/93. O ano de 1998, considerado extremamente seco em grande parte do estado da Paraíba, classifica-se como semiárido, porém, mais distante do tipo árido que o registrado nos períodos supracitados.

Em Catolé do Rocha, Figura 12(b), se destaca uma brusca oscilação entre períodos semiáridos e subúmidos úmidos na série temporal. As alterações de tipo climático variam em curtos intervalos de tempo, não se percebendo uma hegemonia temporal significativa. Nesta localidade, o clima árido também se mostra presente, porém em breves intervalos de tempo, entre meados de 1982 a 1983 e meados de 1992 e início de 1993. Fase mais longa e intensa é notada entre meados de 1997 e início de 1999. Poucos e curtos períodos de clima úmido são verificados, mais precisamente entre as décadas de 1970 e 1980.

Na Figura 12(c), dispõe-se a série temporal do índice do UNEP para o município de Caraúbas. Semelhante ao observado em Cajazeiras, também se destaca, e com maior definição, a alta variabilidade no tempo entre épocas úmidas e secas. A faixa da categoria semiárido torna-se bem mais abrangente, encobrendo, juntamente com as categorias árido e hiperárido, uma extensa parte da série. Dentro do predomínio dos menores índices, o período compreendido entre outubro de 1992 e dezembro de 1993 se destaca por apresentar IIAB igual a 0,03, enquadrando-se, desta forma, na classificação climática hiperárido. Entre final de 1997 e os anos de 1998 e 1999, este índice também se apresenta bastante baixo, quase atingindo a categoria hiperárido. Épocas úmidas não são identificadas e, em apenas quatro períodos, a classificação subúmido úmido pôde ser definida, que são 1984/85, início de 1977 a início de 1978, meados de 2010 a 2011 e 2008/09.

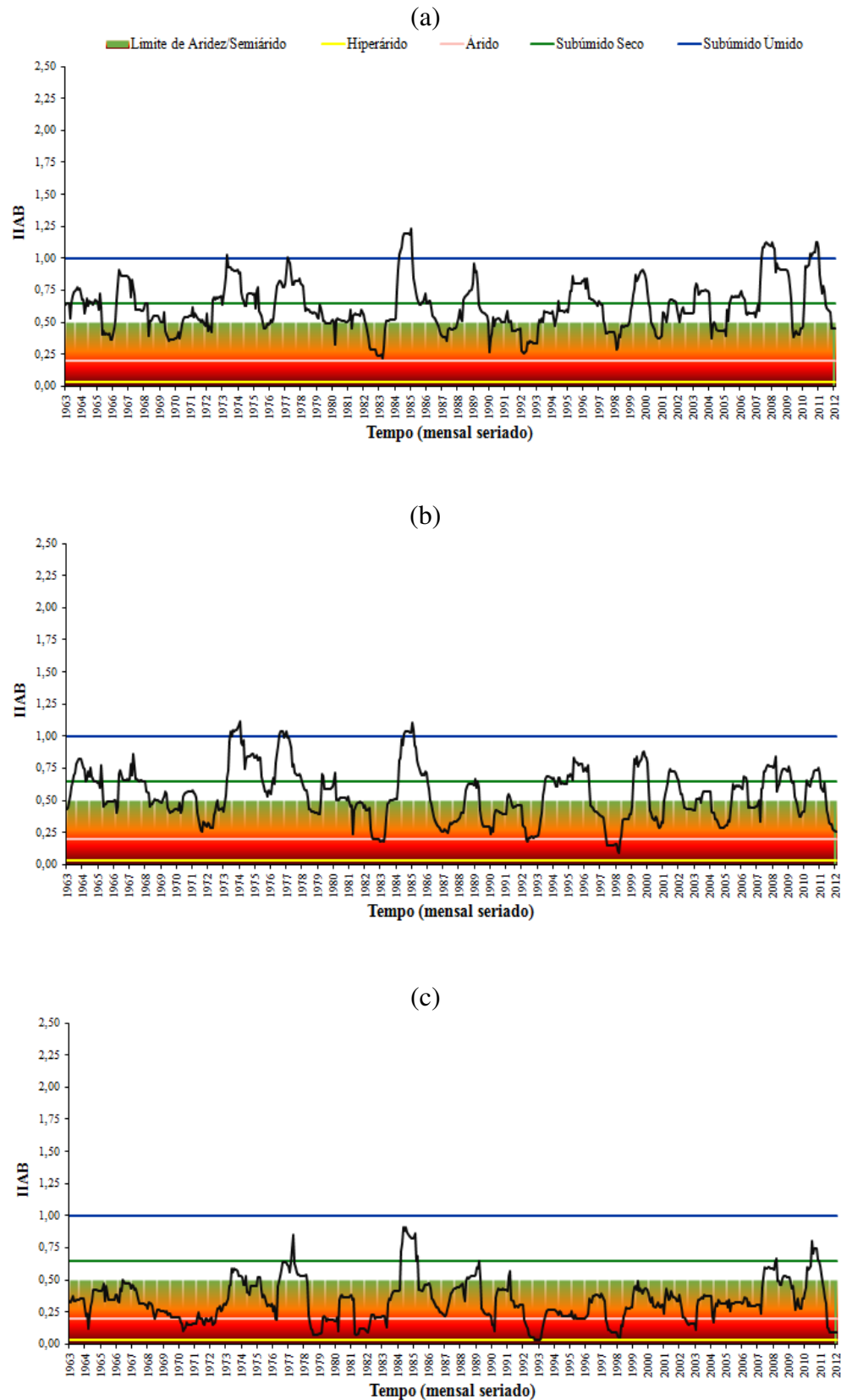


Figura 12 - Classificação climática determinada pelo índice de aridez do UNEP para (a) Cajazeiras, (b) Catolé do Rocha e (c) Caraúbas. As linhas horizontais indicam limite superior de cada categoria climática. $IIAB \leq 0,03$ =hiperárido; $0,03 < IIAB \leq 0,20$ =árido; $0,20 < IIAB \leq 0,50$ =semiárido; $0,50 < IIAB \leq 0,65$ =subúmido seco; $0,65 < IIAB \leq 1,00$ =subúmido úmido e $IIAB > 1,00$ =úmido.

Seguindo variação dos valores climatológicos da pluviometria, ilustrada na Figura 1, Campina Grande, mesmo favorecida pelos sistemas meteorológicos atuantes no leste paraibano, apresenta índices pluviométricos bem menos elevados do que os observados no Litoral e Brejo e até mesmo de algumas áreas do Alto Sertão. Pela Figura 13(a), constata-se, como exposto no Quadro 4, o predomínio de clima subúmido úmido ao longo de grande parte da série. A partir da década de 1980, eleva-se o grau de heterogeneidade nos resultados, com uma maior frequência de eventos extremos, entre úmidos, especialmente, e secos.

Em Areia, o clima se apresenta úmido na maioria dos períodos de tempo, especialmente nos 20 primeiros anos, quando há o predomínio de IIAB superior ao valor 1, Figura 13(b). Coerente com o observado em Campina Grande há uma maior irregularidade temporal das chuvas a partir da década de 1980, quando se visualiza a alternância de ocorrência entre períodos de clima úmido e de clima subúmido úmido para períodos mais secos, corroborando com os resultados do Quadro 4, como os únicos tipos climáticos observados neste local.

Remetendo ao Quadro 4, em que 86,2% da série categoriza clima úmido, em Alhandra visualiza-se, na Figura 13(c), claramente o predomínio temporal mais úmido, com uma hegemonia, especialmente na fase compreendida entre os anos de 1984 e 1991, demarcada pelos períodos de 1982/83 e 1992/93, menos úmidos anteriores e posteriores, respectivamente. Período mais crítico, de menor umidade, ocorre entre o terceiro mês de 1997 e início de 1998, chegando a aproximar-se da categoria subúmido seco. Períodos complementares a este, também surgem em 1968 e nas fases entre 1969/70, 1972/73 e 2001/02.

Os resultados obtidos esboçam que tanto os índices calculados seguindo a metodologia sugerida por Thornthwaite (1948), quanto o índice IIAB aplicado pelo UNEP (1992), conjuntamente à análise das classificações climáticas propostas, ressaltam, claramente, a alta irregularidade espacial e temporal do comportamento do clima no estado da Paraíba, condição esta, decorrente das variabilidades interanuais e interdecenais da evapotranspiração potencial e, principalmente, da precipitação pluviométrica.

Neste ponto de vista, questiona-se se haveria uma tendência decenal positiva ou negativa da variação do clima com o decorrer do tempo. Os resultados mostram que não há significativa intensificação no quadro de aridez durante os 50 anos em estudo, destaca-se a ocorrência de décadas mais ou menos úmidas, com uma leve tendência menos úmida nas áreas próximas ao litoral. O Apêndice D apresenta os resultados obtidos a partir do cálculo do índice de aridez do UNEP de locais inseridos em cada região pluviometricamente homogênea.

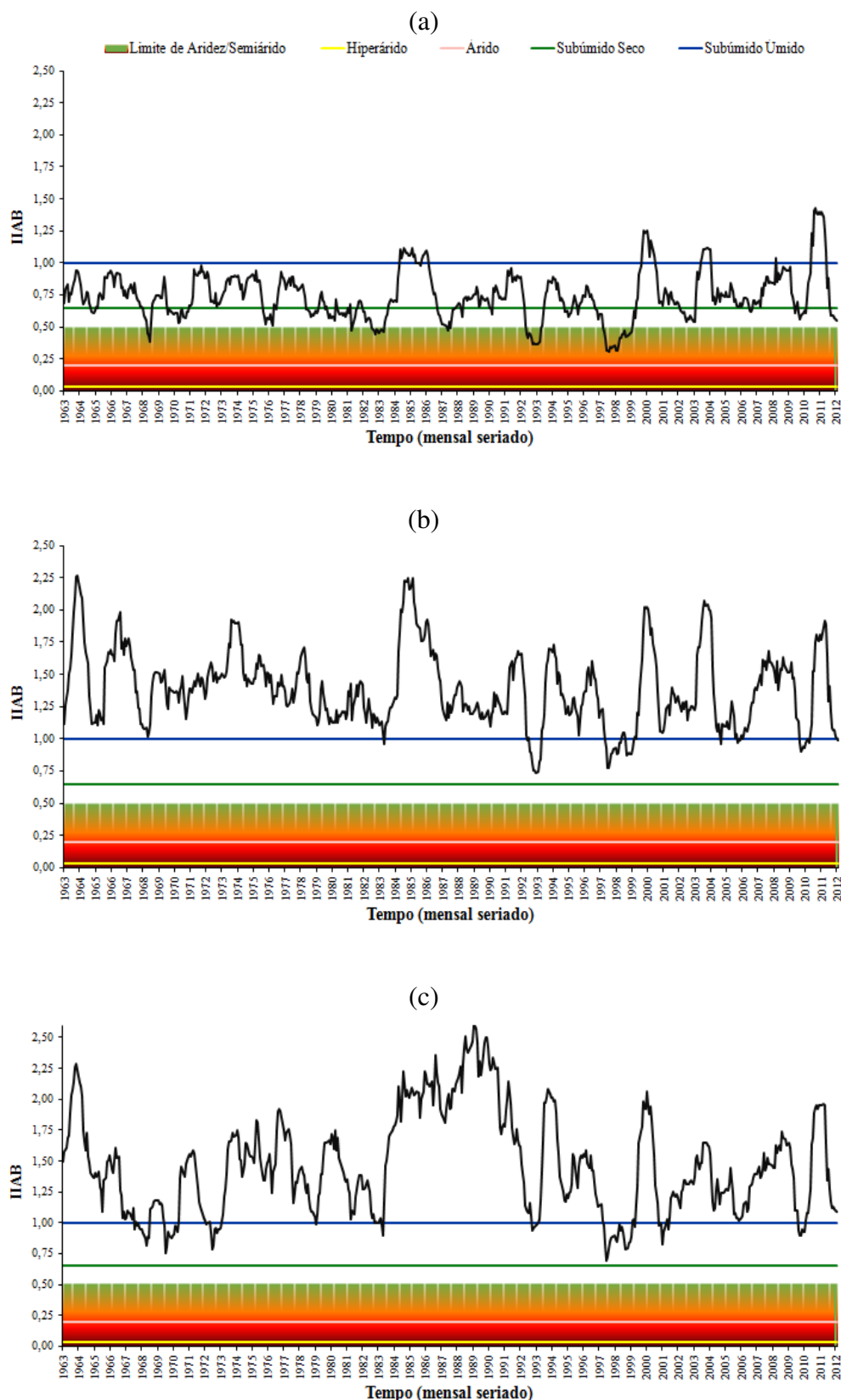


Figura 13 - Classificação climática determinada pelo índice de aridez do UNEP para (a) Campina Grande, (b) Areia e (c) Alhandra. As linhas horizontais indicam limite superior de cada categoria climática. $IIAB \leq 0,03$ =hiperárido; $0,03 < IIAB \leq 0,20$ =árido; $0,20 < IIAB \leq 0,50$ =semiárido; $0,50 < IIAB \leq 0,65$ =subúmido seco; $0,65 < IIAB \leq 1,00$ =subúmido úmido e $IIAB > 1,00$ =úmido.

6.2. Análise de Ondaletas

Ainda que os índices I_m de Thornthwaite e IIAB do UNEP produzam classificações climáticas diferenciadas para uma mesma localidade no mesmo intervalo de tempo, a sua variabilidade temporal é extremamente semelhante, alcançando grau 1 de correlação na forma serial. Neste contexto, espera-se que tal padrão de semelhança seja evidenciado na análise de ondaletas. Logo, e mantendo a adequada realidade nos dados, a configuração da TO, dada pelo WPS mostra-se extremamente semelhante entre ambos os índices para todas as 20 localidades analisadas. No Apêndice E, apresentam-se, de forma exemplificativa, os resultados obtidos para Cajazeiras, no Alto Sertão e Alhandra, no Litoral. Resultados estes, perfeitamente representativos dos diversos locais em estudo.

Portanto, não é relevante a aplicação da análise de ondaletas a estes índices conjuntamente, tendo em vista que um é significativamente característico da realidade do outro. Assim sendo, no presente estudo, opta-se pela aplicação da TO apenas aos índices de aridez, I_a de Thornthwaite e IIAB do UNEP. Como nos subcapítulos precedentes, a análise gráfica dá-se aos seis locais representativos das regiões pluviometricamente homogêneas do estado da Paraíba, enquanto que os demais resultados são mostrados nos Apêndices F e G.

Nas subseqüentes análises de ondaletas, o gráfico posicionado à esquerda representa o espectro de potência (energia) resultante da aplicação da TO a cada índice climático. O eixo x dispõe a variação, em períodos de 12 meses, da série temporal seriada, e o eixo y , a escala formada pelos períodos de frequência na série. A barra de cores indica os níveis da energia, determinados em cada período de recorrência. A linha cônica e contínua, inserida no periodograma, é o cone de influência que delimita as áreas de maior confiança estatística; os períodos fora do mesmo tendem a ser descartados, tendo em vista que o número de repetições é relativamente pequeno para apresentar confiabilidade estatística, de acordo com o teste de Monte Carlo. Por outro lado, devem ser cuidadosamente analisados uma vez que podem decorrer da sobreposição de eventos de maior frequência. No gráfico à direita, é colocado o espectro global de ondaletas; a linha tracejada recomenda a confiança estatística de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$), enquanto que a linha contínua mostra a variância acumulada de cada espectro informado na escala do eixo y ; valores superiores à linha tracejada informam que o espectro com aquela frequência tem significância estatística superior a 95%.

6.2.1. Análise tempo x escala dos índices de aridez

6.2.1.1. Cajazeiras

A análise espectral do I_a para Cajazeiras, Figura 14, destaca a inexistência de oscilações inferiores a 18 meses, mesmo com entrada de dados mensais seriais. Tal formato pode ser condicionado pela estimativa do I_a , a qual é computada pelo total de evapotranspiração potencial, precipitação e deficiência de umidade da atmosfera, em períodos de doze meses. Eventos mais intensos ocorrem com frequência de 12-13 anos, contudo, há a constância de períodos mais curtos, com destaque para a oscilação mais forte entre 2 e 8 anos, com um pico em torno de 4 anos, provavelmente, uma subfrequência do período de 12-13 anos. Sinais significativos começam a se formar próximo à década de 1980 e estendem-se até o término da série. Entre 1973 e 1995, sobressaem ciclos próximos a 5 anos, com flutuações de 3 a 8 anos e de 13 anos, sobrepostas em torno do ano de 1985. Área de forte energia também prepondera entre 1998 e 2003, indicativa de pequenas oscilações de 2 a 4 anos.

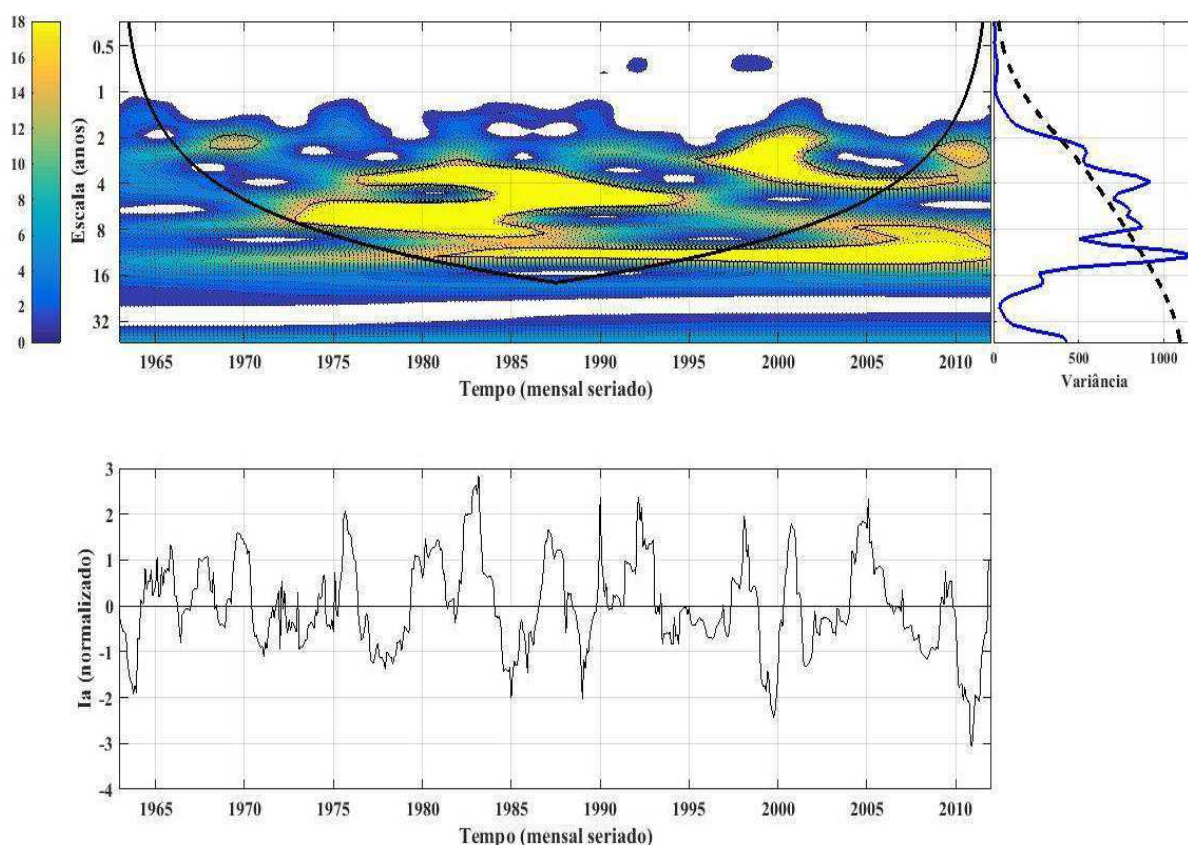


Figura 14 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Cajazeiras. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

De um modo geral, os resultados representam muito bem a variação temporal do I_a normalizado, onde se percebe a supremacia de ciclos quase decenais intercalados por subperíodos de menor escala.

Para o índice do UNEP, os resultados demonstram visivelmente, a presença de dois ciclos principais com periodicidades distintas: 11-13 anos e 3-6 anos, Figura 15. O ciclo de 3 a 6 anos proporciona intensidade mais forte no período compreendido entre os anos de 1974 e 1996, enquanto que o de 11-13 anos é mais intenso dos anos de 1968 a 2005, ou seja, em quase todo período analisado, porém, com maior significância estatística de 1976 a 1997. Em grande parte da série temporal, segue-se um regular padrão de variação deste índice, não destacando o predomínio de desvios positivos ou negativos. Mesmo assim, sobressaem os períodos úmidos de 1985, 2008 e 2010/11 e seco de 1982/83.

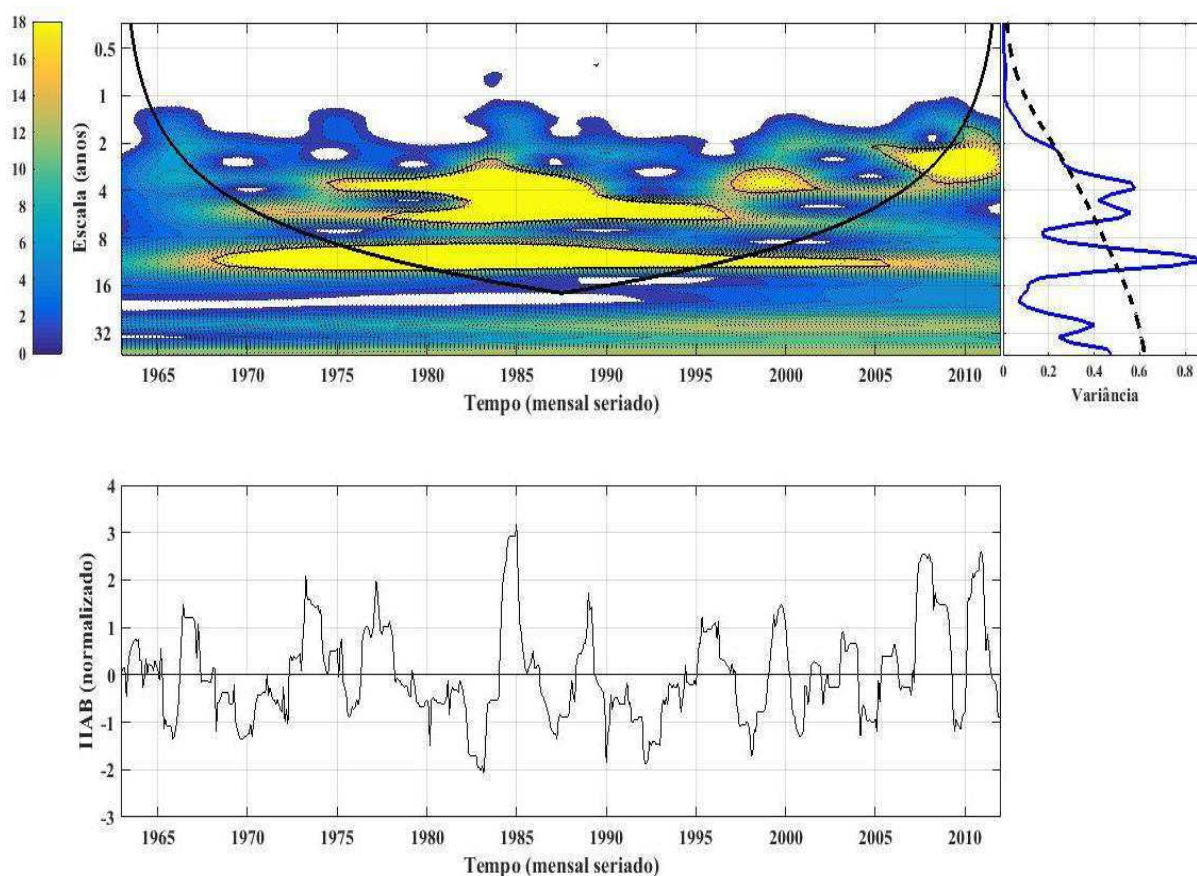


Figura 15 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Cajazeiras. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

As oscilações em escalas decenais provavelmente podem estar relacionadas ao ciclo do número de manchas solares, que apresenta frequência de aproximadamente 11 anos, bem como às oscilações interdecenais da TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico. Por outro lado, as variações de menor escala, como as interanuais, sugerem ser dependentes dos padrões da TSM no Pacífico Equatorial e Atlântico tropical. Tais percepções tendem ser expandidas para todas as regiões do Estado, conforme a ser discutido no subcapítulo 6.3.

6.2.1.2. Catolé do Rocha

A aplicação da TO à série do I_a para Catolé do Rocha confere, pelo GWS, maior variância explicada na escala de 7 a 14 anos, com pico máximo de 12 anos, bem constituído em grande parte da série temporal, Figura 16. Em segunda ordem de grandeza, dentro do cone de influência, surgem os ciclos de 3 a 6 anos. Fora do cone de influência, observam-se oscilações de 35-36 anos, provavelmente decorrentes de repetições dos ciclos de 12 anos.

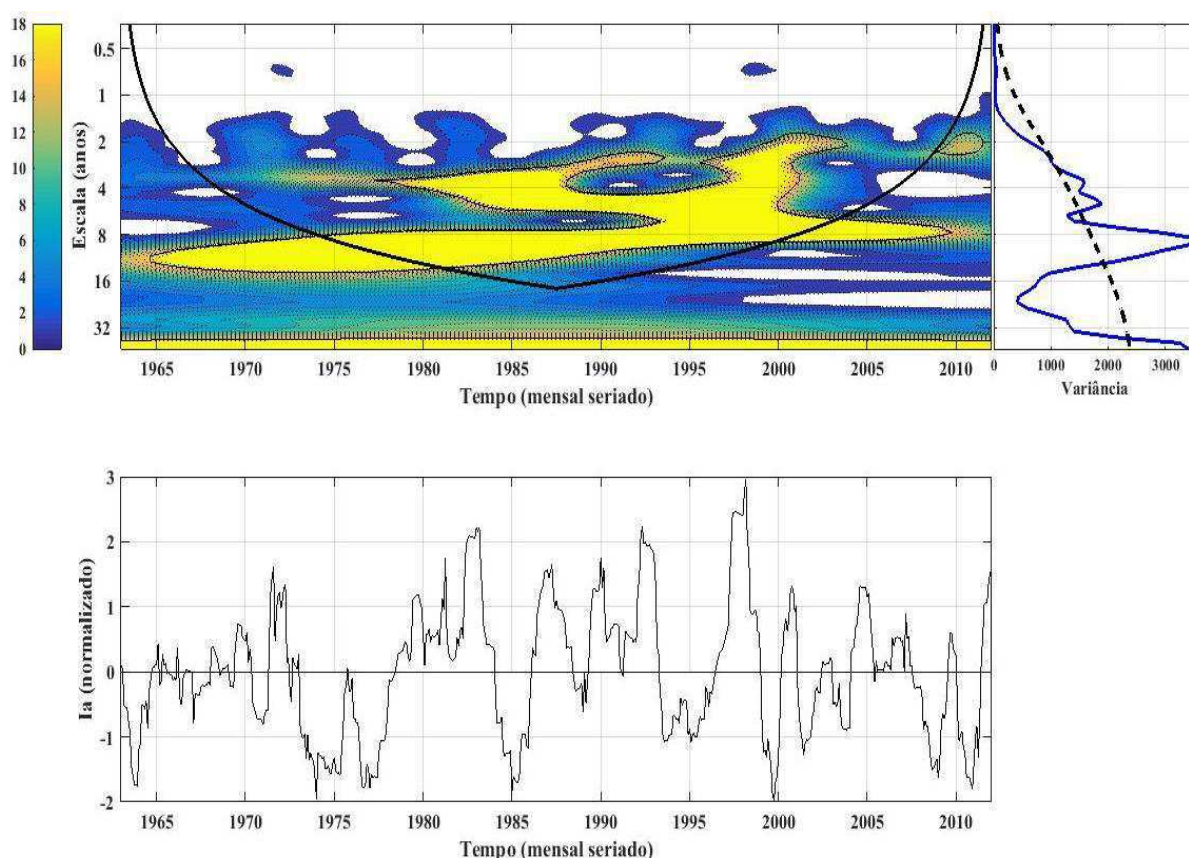


Figura 16 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Catolé do Rocha. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística (valor $p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% (valor $p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

Estes resultados podem ser inferidos pelos dados normalizados, os quais mostram fases secas intercaladas por bruscas e curtas épocas mais úmidas, com ênfase para o final da década de 1990, quando há um acoplamento de ciclos de 2 até 11 anos, período extremamente seco nesta região e responsável pelos maiores níveis de aridez.

O índice do UNEP apresenta o GWS com formato semelhante ao Ia, no qual se destaca a configuração de dois ciclos principais, com escalas de 8 a 13 anos e 3 a 6 anos, sobrepostos em grande parte da série temporal, Figura 17. Ciclo de 35-36 anos também é evidenciado, porém apresenta menor variância explicada, além de posicionar-se totalmente fora do cone de influência. Pela série normalizada, possui uma distribuição temporal mais organizada a partir da década de 1990, com variação em menores escalas de tempo. Antes disso, ocorrem períodos úmidos e secos mais longos, sugerindo uma oscilação de 9-11 anos no WPS para os primeiros 25 anos da série.

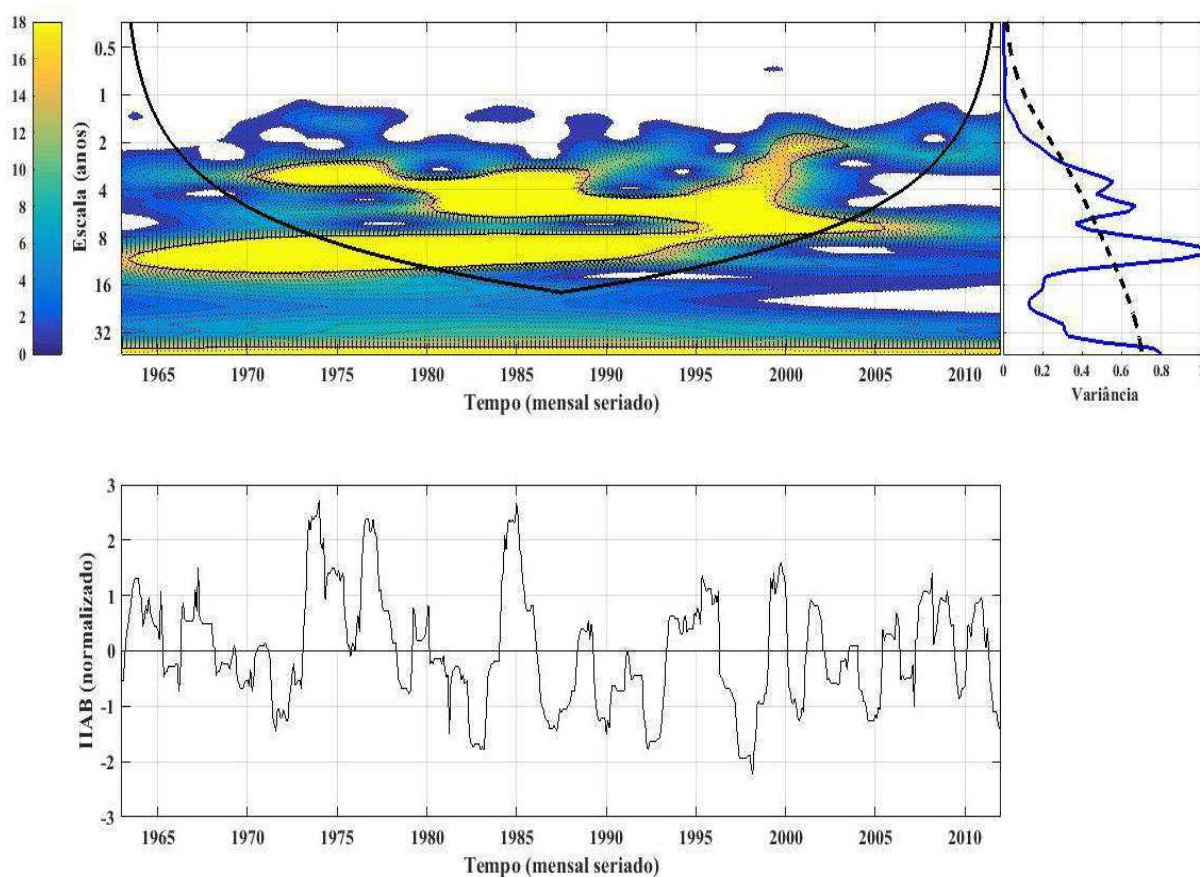


Figura 17 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Catolé do Rocha. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

6.2.1.3. Caraúbas

Com a presença da máxima variância em espaços de tempo menos amplos, identifica-se, a partir dos dados do I_a , um período principal de 8 a 15 anos, composto na Figura 18. O valor máximo, ilustrado pelo GWS, situa-se em 12-13 anos em praticamente toda a série temporal, permanecendo mais forte nas três primeiras décadas, época esta, em que ocorrem longos períodos mais áridos, centrados nas décadas de 1970/80. Oscilações de maior frequência, de dois a três anos, igualmente sobressaem entre 1975 e 1980 e década de 1990, bem como a composição de maior energia de 2009 a 2012, destacando a presença de pequenos ciclos variáveis centrados em três anos, porém fora do intervalo de confiança configurado pelo cone de influência.

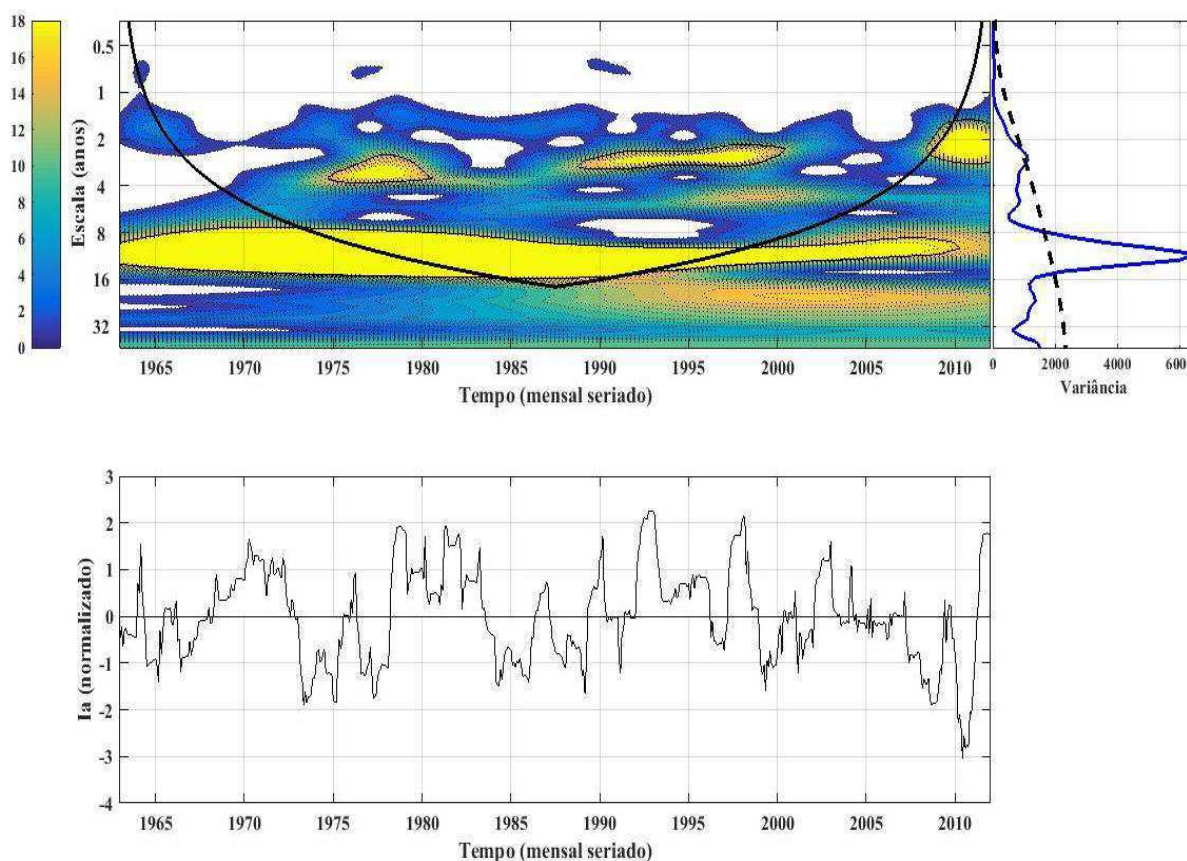


Figura 18 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Caraúbas. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística (valor $p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% (valor $p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

A Figura 19 ilustra a aplicação da TO para o índice do UNEP. Observam-se, no GWS, três oscilações predominantes, a primeira com ciclos de 8 a 15 anos e forte sinal em 11-12 anos, a segunda com ciclos de aproximadamente 3-4 anos e a terceira com ciclos de 28 a 30 anos. A terceira prevalece fora do cone de influência, entretanto, não deve ser descartada, haja vista que pode ser caracterizada como uma combinação múltipla de oscilações de menor período, ou seja, de maiores frequências. Neste espectro, verifica-se, também, que, entre meados dos anos de 1982 e 1986, estabelece-se a sobreposição de ciclos variando entre 3 e 15 anos, bem como de 28 a 30 anos. Períodos mais curtos prevalecem na primeira metade da série, enquanto que os mais longos apresentam maior energia no transcorrer da segunda parte dos dados. Mesmo respondendo por baixos valores climatológicos de pluviometria, a característica irregularidade pluviométrica local ainda leva a um predomínio de chuvas abaixo da normal, como entre 1991 e 2006, e 1967 e 1973.

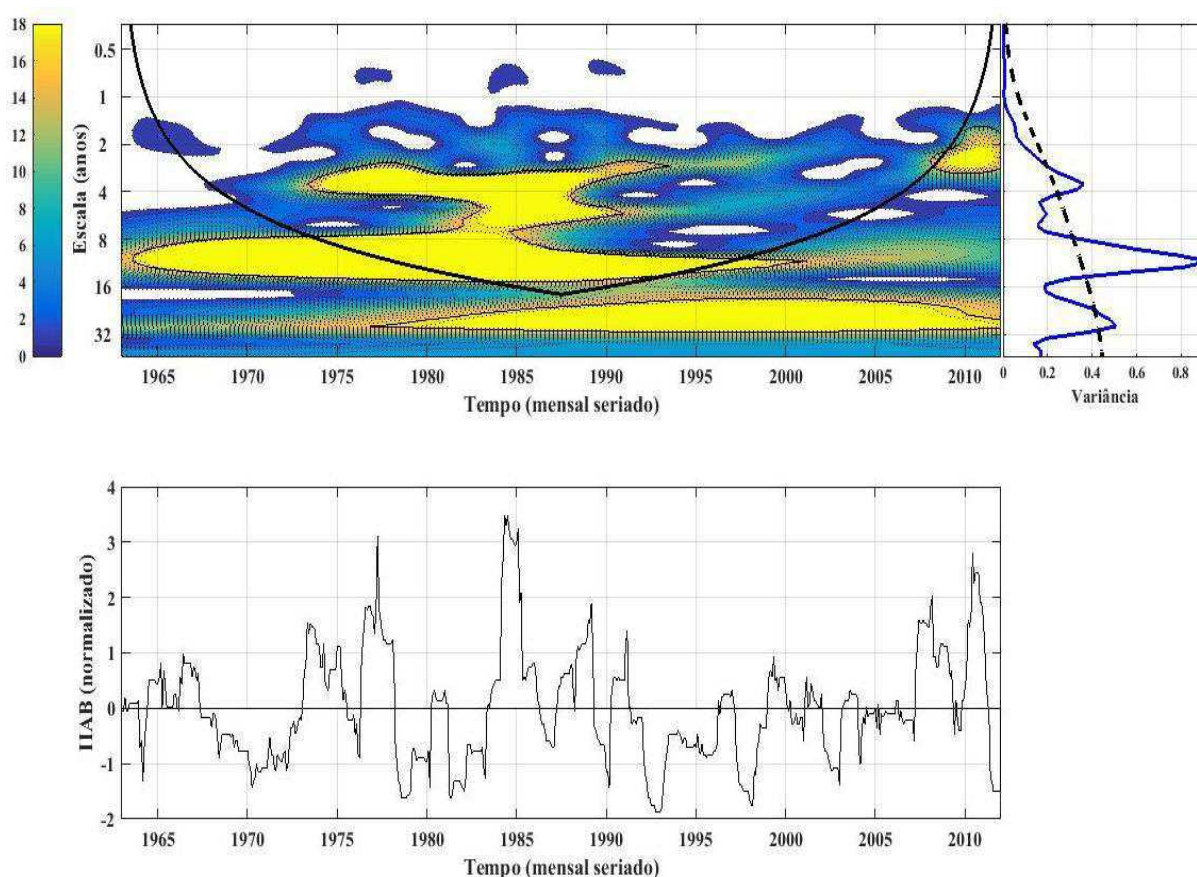


Figura 19 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Caraúbas. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística (valor $p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% (valor $p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

6.2.1.4. Campina Grande

Na Figura 20, expõem-se os resultados da análise de ondaletas aplicada à série temporal do I_a para Campina Grande. Verifica-se a predominância de ciclos semidecenais, 2 a 6 anos, com sobreposição nas décadas de 1990 a 2000. Nestes anos, o desenho da série é visivelmente distinguido dos demais por apresentar ciclos mais fortes e homogeneamente delineados. Escala decenal, 12-13 anos, também ocorre, porém com maior energia concentrada nos primeiros 20 anos da série, limitada pelo período úmido de 1985/86. Nota-se, pelos dados normalizados do I_a , uma tendência de ocorrência de períodos mais secos intercalados por curtos eventos mais úmidos.

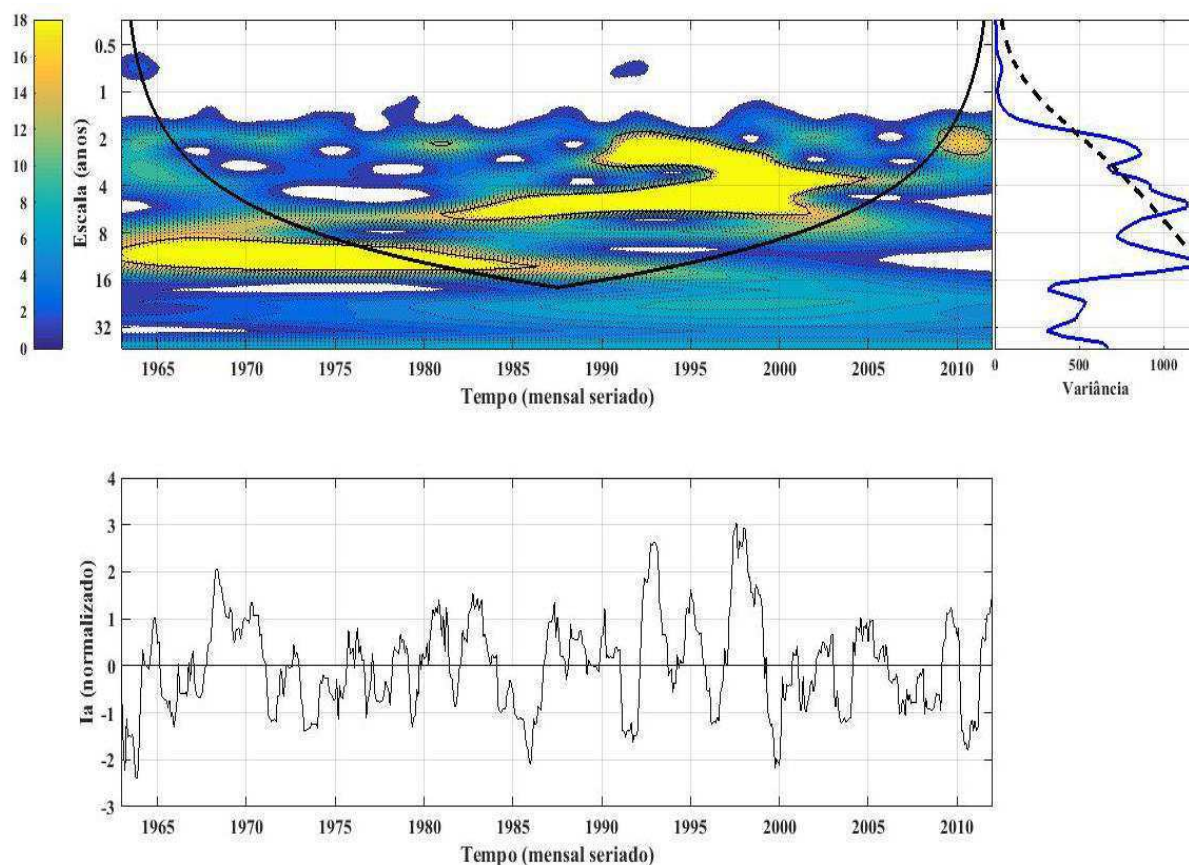


Figura 20 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Campina Grande. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

Diferente do observado para o I_a , os resultados pelos índices do UNEP detectam apenas um período dominante de 3 a 6 anos, notadamente representativo no decorrer dos últimos 30 anos, logo após o longo período seco anterior à fase úmida de 1985, Figura 21. Nesta época úmida, oscilações de 3 a 9 anos combinam-se e proporcionam maior explicação da variância. No restante do tempo, predominam as variações de menor escala. O índice normalizado apresenta maior consonância nas oscilações até a década de 1980. A partir de então, emergem, claramente, variações mais acentuadas entre desvios máximos e mínimos, em que picos extremamente úmidos alternam-se a períodos proeminentemente secos como em 2000, 2004 e 2011.

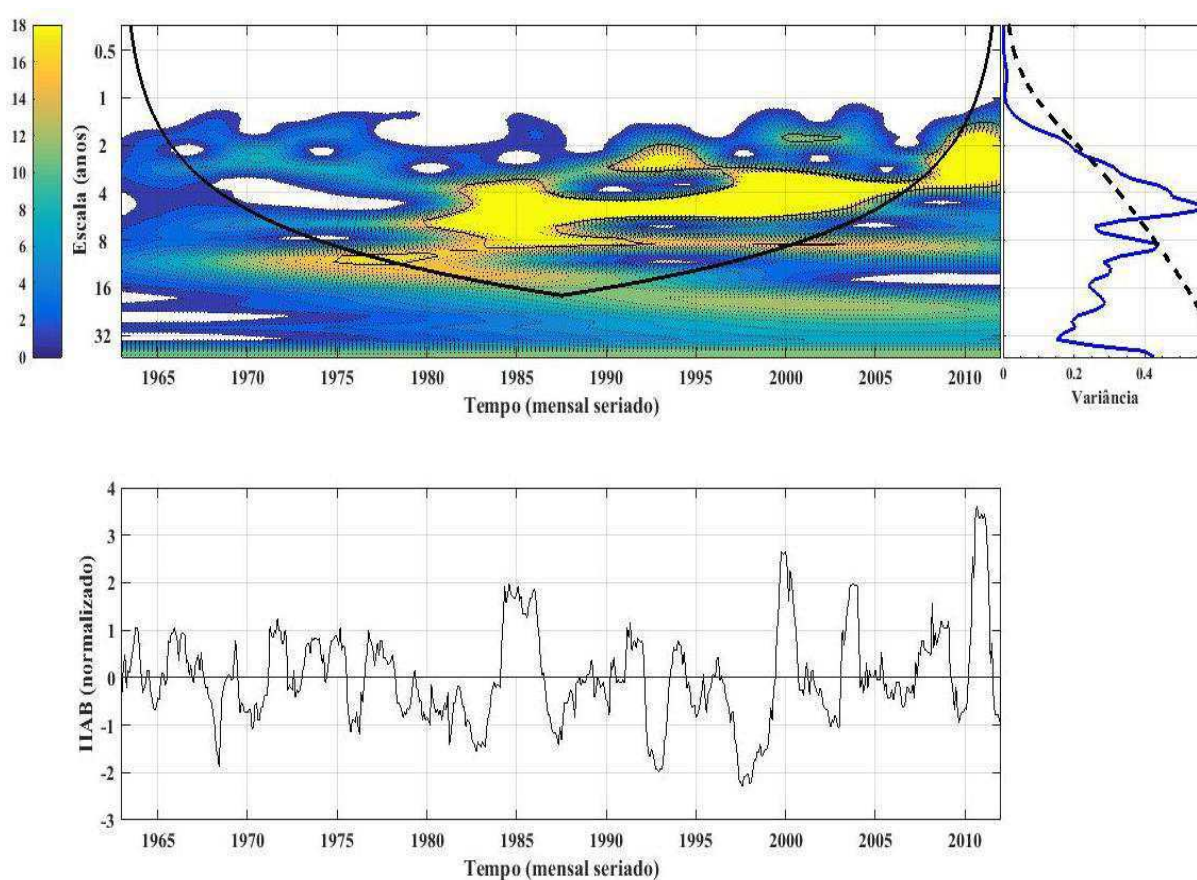


Figura 21 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Campina Grande. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

6.2.1.5. Areia

São ilustrados, na Figura 22, os resultados da TO aplicada aos valores do I_a . Verifica-se, nos mesmos, o desenvolvimento de ciclos variáveis entre 4 e 7 anos, significativamente representados pelos primeiros 30 anos da série, interagindo com oscilações mais curtas (2-3 anos), de menor energia, em meados das décadas de 1990 e 2000. Um longo período de recorrência, dado pelo maior sinal no GWS, surge para ciclos de baixa frequência da ordem de 35 anos, localizado fora da linha do cone de influência, entretanto, como já citado, ciclos com esta escala não devem ser desconsiderados de imediato, pois mesmo não sendo estatisticamente significativo para o teste de Monte Carlo (cone de influência), apresenta-se com significância estatística para o teste t, linha tracejada no GWS. Na série temporal, percebe-se, coerentemente, maior suavidade cíclica entre 1963 e meados de 1990, vindo, a partir daí, a acentuar a alternância entre períodos mais úmidos e mais secos (especialmente), ajustados à mesma fase de maior energia do ciclo de 2-3 anos.

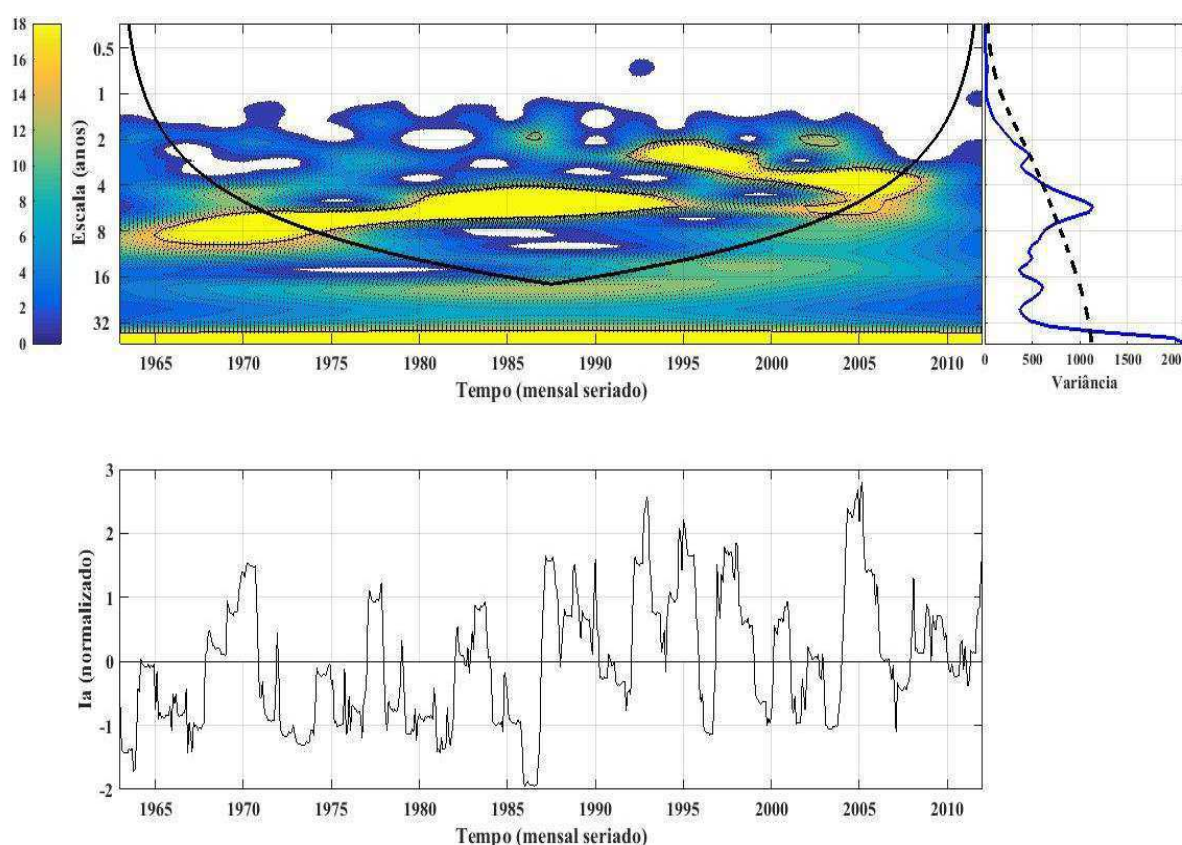


Figura 22 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Areia. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística (valor_p $\leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% (valor_p $\leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

A análise gráfica para o índice do UNEP, Figura 23, exhibe claramente, a fase densamente úmida de 1984 a 1986, responsável pelos maiores valores do IIAB. No WPS, este período denota um acoplamento de escalas com elevada energia, o qual pode variar de 3 a 13 anos. Deste modo, o GWS também destaca maior variância explicada para ciclos de 8 a 12 anos, seguidos por oscilações entre 3 e 5 anos. Diferentemente do verificado para o I_a , periodicidades acima de 35 anos não apresentam sinal significativo. A partir do ano de 1985, percebe-se, pelo índice normalizado, uma maior frequência de chuvas abaixo da média nesta localidade, e intercalada por curtos espaços de tempo mais chuvosos, não superiores a 2 anos, dando origem aos períodos oscilantes de 3 a 5 anos. Tal configuração mantém-se até meados de 2007.

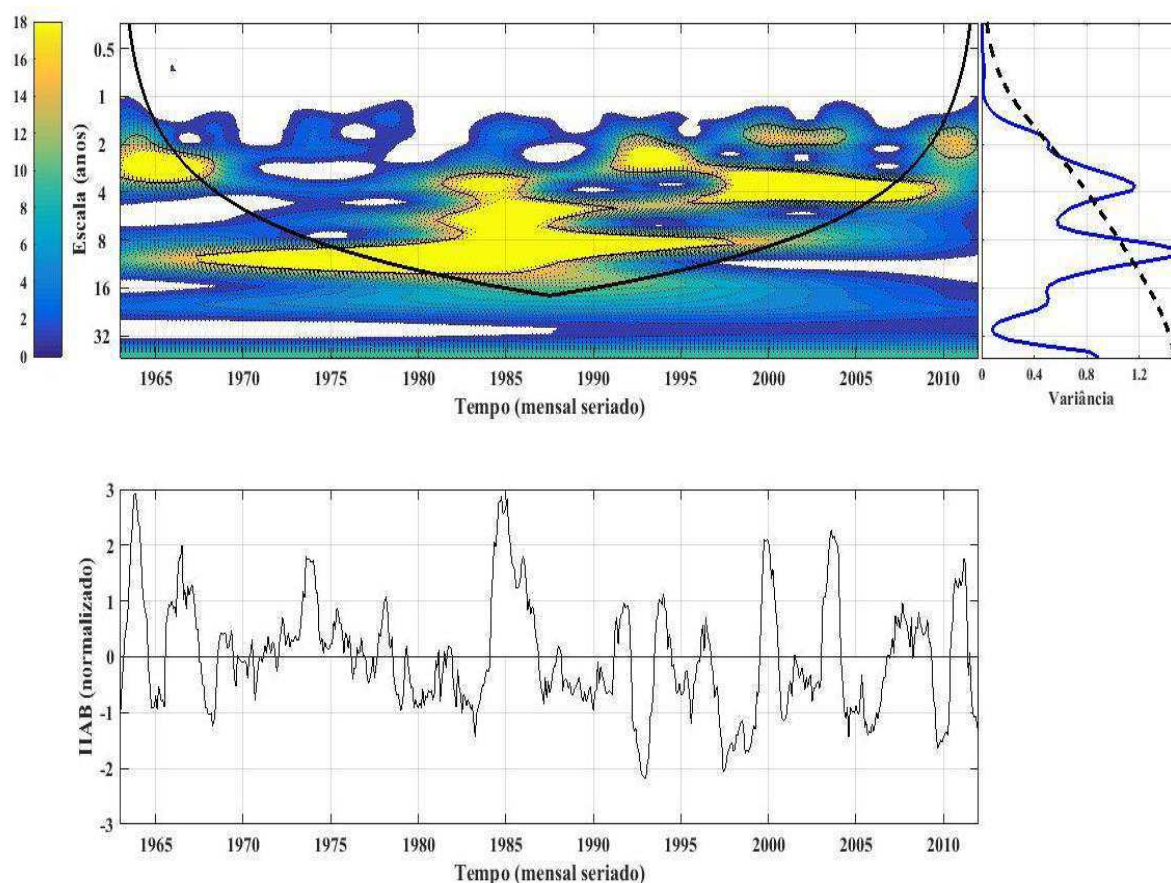


Figura 23 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Areia. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

6.2.1.6. Alhandra

Os resultados do emprego da TO à série temporal do I_a de Alhandra são apresentados na Figura 24. Para este índice, o WPS mostra um período de recorrência mais longo, com escala decenal dominante (10 a 15 anos) destacada pelo GWS, com forte sinal até o ano de 2005 e máxima significância estatística de 1980 a 1998. Este índice apresenta uma heterogeneidade de períodos significativos, com a presença, também, de escalas desde 3-4 anos, 6-7 anos a superiores a 35 anos, para distintos espaços de tempo ao longo da série temporal, estando o último, fora do cone de influência, porém estatisticamente significativo e responsável pela maior variância explicada, como mostrado na configuração do GWS. Ao mesmo tempo, o índice normalizado destaca maior oscilação temporal nos dados entre a década de 1980 e início da década de 2000, podendo influenciar na formação de ciclos em menores escalas.

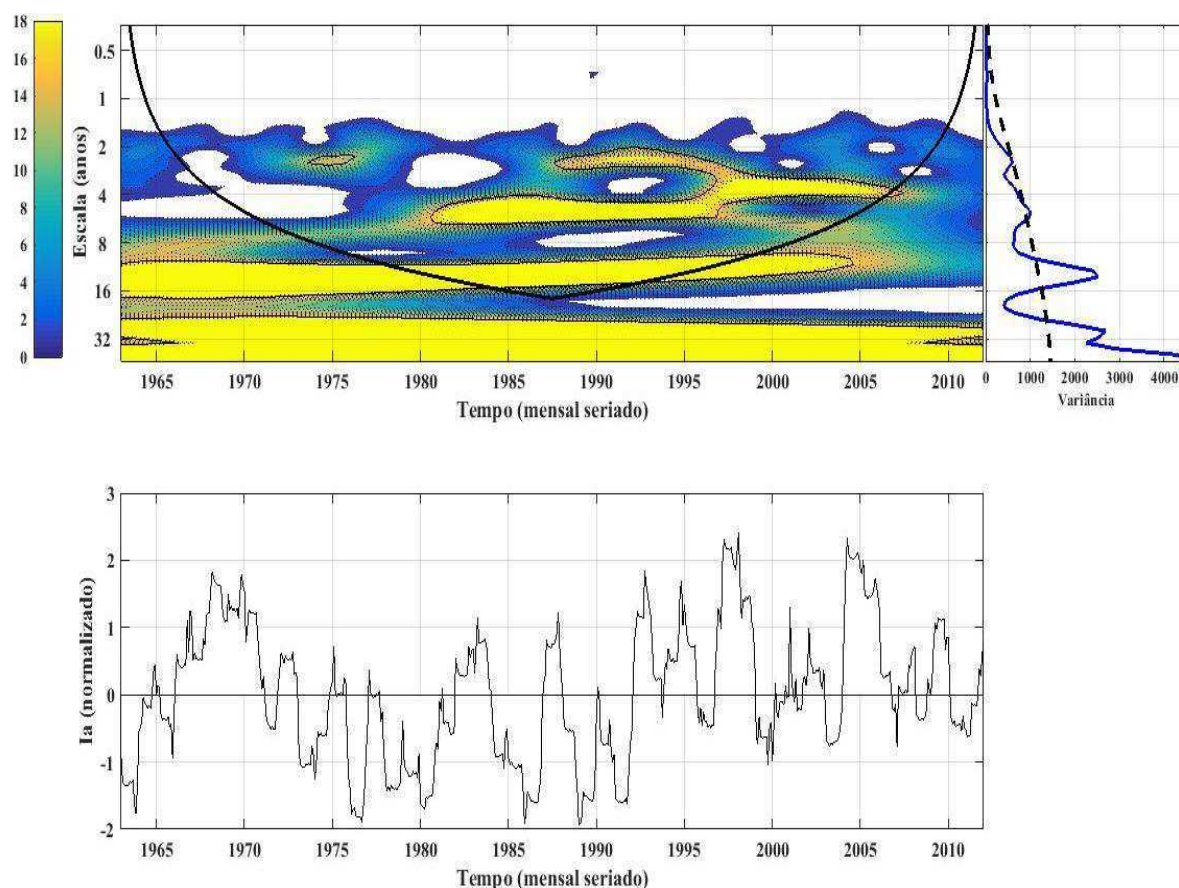


Figura 24 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a , em Alhandra. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

A Figura 25 ilustra os resultados tendo como base o índice do UNEP calculado para Alhandra. A configuração do WPS mostra claramente o domínio de oscilações superiores a 10 anos, com ciclos significativos mais intensos de 10 a 17 anos e sinal extremamente forte no período compreendido entre os anos de 1977 e 1995. O GWS assegura maior variância acumulada para o período de 28 a 30 anos, porém, este ciclo aparece fora do cone de influência, tornando-o sem significância estatística; todavia, deve se levar em consideração a analogia lançada aos casos similares anteriormente verificados. Fora da margem de significância, também são notados ciclos de 4 a 5 anos, com maior representatividade apenas entre os anos de 1985 e 1995. Conexo a isto, avulta-se, neste período, a década sequencialmente mais úmida nos 50 anos estudados, de 1984 até o final de 1994, com um breve intervalo mais seco entre 1992/93, perfeitamente ilustrado pelos dados normalizados.

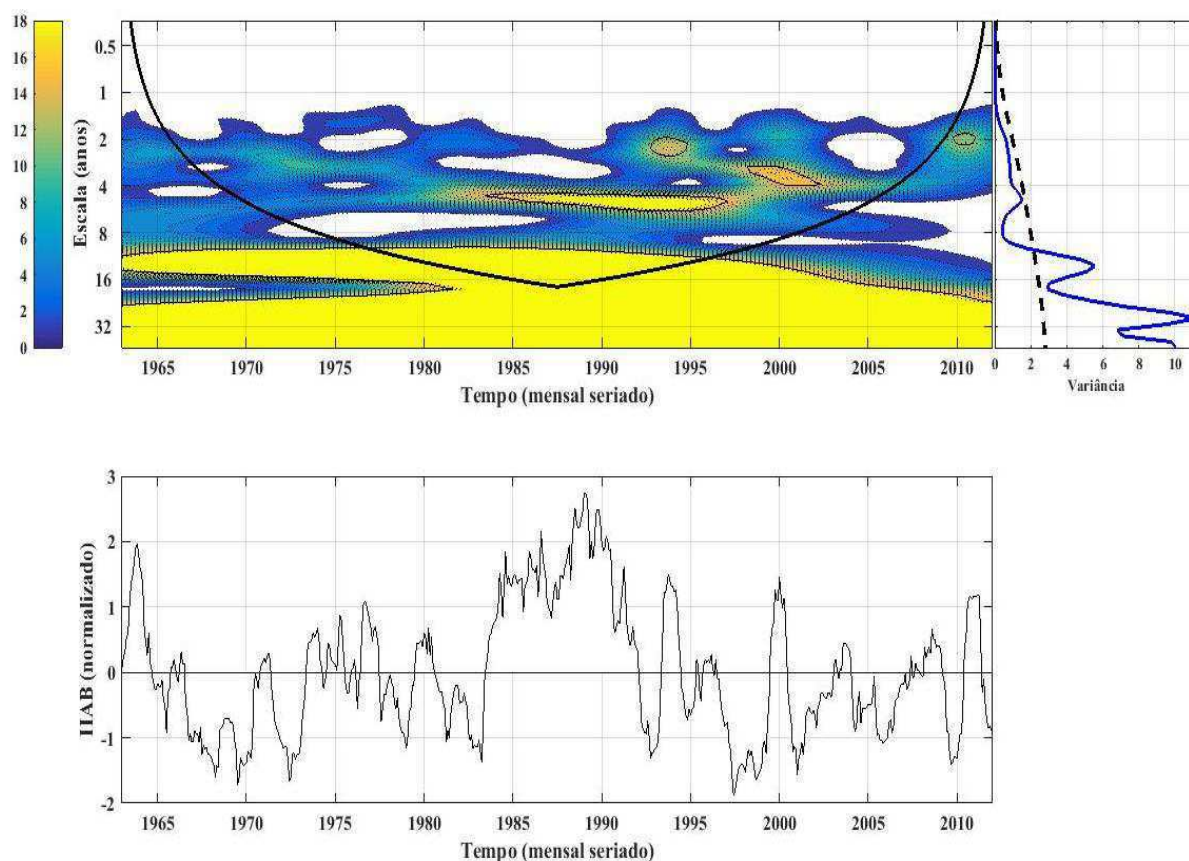


Figura 25 - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP, em Alhandra. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

6.3. Composição da análise de ondaletas para os índices climáticos

No Quadro 5 são dispostos os ciclos mais significativos, determinados pela aplicação da TO aos índices climáticos de aridez. No pressuposto de que a variação temporal destes índices segue um comportamento regional, agrupam-se os locais estudados conforme a região pluviometricamente homogênea a qual pertencem. As oscilações com valor $p \leq 0,05$ para o teste estatístico do GWS e fora do cone de influência são marcadas com asterisco, por teoricamente não apresentarem confiança estatística de acordo com o teste de Monte Carlo, muito embora contenham elevada contribuição à variância.

Quadro 5 - Escala, em anos, dos períodos em que os índices de aridez apresentam maior significância estatística (significância de 95% - valor $p \leq 0,05$) sob os limites do cone de influência. A ordem dos períodos segue a maior explicação da variância.

Região Pluviométrica	Localidade	Índice	
		I _a	IIAB
Alto Sertão	Conceição	13; 5; 3	11; 5
	Cajazeiras	13; 3,5; 2,5	12; 3,5; 5
	Santana dos Garrotes	13; 5; 3	11; 3,5; 18*
	Coremas	>35*; 11; 3,5	11; >35*; 3,5; 6
Sertão	São Francisco	>35*; 11; 5; 3,5	11; 3,5; 5; 24*; >35*
	Pombal	>35*; 12; 5	>35*; 11; 5; 3,5
	Catolé do Rocha	9; >35*; 5; 3,5	11; 5; 3,5; >35*
	Santa Teresinha	>25*; 11; 5; 3,5	>35*; 11; 5; 3,5
Cariri/Curimataú	São Sebastião do Umbuzeiro	>35*; 5; 11	24*; >35*; 5; 11
	Prata	>35*; 11; 5; 2,5	>35*; 24*; 11; 3,5
	Taperoá	>35*; 11; 2,5	>35*; 11; 24*; 26*; 2,5
	Caraúbas	11; 3	11; 3,5; 28*
	Pedra Lavrada	>35*; 12; 3	12; >35*; 3
Agreste	Campina Grande	2,5; 5; 13	6; 9
	Aroeiras	>35*; 8; 5	>35*; 8; 3,5
	Araruna	11; 4; 2	11; 3,5
Brejo	Areia	>35*; 5; 2,5	10; 3,5
	Sapé	>35*; 3; 7	12; 3,5; 2
Litoral	Alhandra	>25*; 13; 5; 2,5	28*; 13
	João Pessoa	>25*; 13; 2,5; 5	28*; 13

É consenso científico de que os modos da variabilidade oceânica podem interferir significativamente nas condições climáticas da região Nordeste do Brasil, especialmente daqueles identificados nas bacias dos oceanos Atlântico e Pacífico (FERREIRA E MELLO, 2005; ALVES, 2012; NÓBREGA et al., 2014). Assim, na tentativa de prognosticar a recorrência de períodos anômalos, inúmeros autores têm se empenhado, ao longo do tempo, em filtrar ciclos representativos dos parâmetros oceânico-atmosféricos nessas bacias. Como exemplos, Venegas et al. (1996), percebem, na escala interanual, ao menos três ciclos principais de oscilações no oceano Atlântico: 14 a 16 anos, 6/7 anos e de aproximadamente 4 anos, este último provavelmente uma resposta à atuação do ENOS. Escala de 12,7 anos é identificada para o Atlântico por Andreoli et al. (2004); ciclos mais curtos também são indicados, como de 5,1 anos e 2,5 anos (CLAUZET e WAINER, 1999) e de 2 a 4 anos, citadas por Santos (2011) e Soppa et al. (2011).

Santos (2011) sugere que ciclos de 2 a 8 anos no Pacífico tropical estejam relacionados à variabilidade dos eventos ENOS e de 10 a 12 anos associados a manchas solares. Silva et al. (2013), ao citar Kerr (1996) e Molion (2005) também afirma que variações em escalas de 11 anos de precipitação no Ceará são conexas ao ciclo de atividade das manchas solares, enquanto que escalas de 3 e 7 anos são diretamente ligadas ao ENOS.

Diagnósticos realizados por Alves (2012) sugerem que estudos de diferenças de precipitação no NEB devem levar em consideração, e de forma mais detalhada, a variabilidade dos fenômenos ENOS e da TSM do Atlântico Tropical (Dipolo), a fim de não inferir conclusões duvidosas sobre alterações climáticas sobre o NEB.

Dada a diversidade de resultados e teorias expostas, e no cuidado de fornecer melhor perceptibilidade aos resultados obtidos no presente estudo, examina-se também, pela análise de ondaletas e correlação simples, a variação dos dados oceânicos, representados pela anomalia de TSM, obtidos diretamente do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) e do ESRL (*Earth System Research Laboratory*) da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) para o período de janeiro de 1963 a dezembro de 2012 nas áreas de monitoramento do Pacífico Equatorial (Niño1+2, Niño3, Niño3+4 e Niño4) e Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul pela diferença TNAI (*Tropical North Atlantic Index*) -TSAI (*Tropical South Atlantic Index*), nas áreas 5.5N a 23.5N e 15W a 57.5W, e 0 a 20S e 10E a 30W, respectivamente.

No Apêndice H, dispõe-se espectro de ondaletas resultante: no Pacífico, predominam ciclicidades de 3,5 e 5 anos nas regiões dos Niños, 1+2, 3, e 3+4, enquanto que no Niño4, se destacam períodos principais de 13 e 3,5 anos. Já no oceano Atlântico, o periodograma separa, claramente um único ciclo principal de 13 anos.

Coerente a isto, os comportamentos cíclicos identificados aos índices climáticos de aridez tendem a remeter aos principais modos destas variabilidades gerados a partir das condições da TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico.

De acordo com a representatividade estatística, destaca-se, em primeira instância, a forte presença da escala decenal, com ciclos de 10 a 13 anos, tanto em termos de I_a quanto do índice do UNEP. A escala de 11 anos é dominante, especialmente no setor mais árido, compreendendo a região do Cariri/Curimataú e parte das regiões do Alto Sertão e Sertão. Na faixa leste, ciclos de 13 anos sobressaem, concomitante à escala principal identificada para os índices do oceano Atlântico. Tal condição adverte que variações climáticas com esses períodos de recorrência exerçam maior influência ao longo da série e podem ser derivadas do acoplamento de mais de um fator dominante como manchas solares e/ou oscilações oceânico-atmosféricas na bacia do oceano Atlântico.

Em secundária escala de energia explicada, emergem as oscilações de 5 anos e 2,5 a 3,5 anos, presentes em 65% e 80%, e 40% e 75% do tempo, respectivamente, para o I_a e IIAB, as quais podem estar associadas tanto por variações no padrão do dipolo do Atlântico, especialmente para áreas mais ao leste do Estado, quanto pelos efeitos da formação do fenômeno ENOS. Tal cenário pode ser intensificado quando da conexão positiva ou negativa dos padrões oceânico-atmosféricos nestes oceanos.

Com mais alta explicação da variância, escalas superiores a 25 anos são frequentes, porém, devido a efeitos de borda da série temporal, a qual é curta (50 anos), surgem fora do cone de influência da significância estatística. Porém, tais informações não devem ser descartadas de imediato, as quais podem caracterizar uma oscilação múltipla de oscilações de menor período e devem ser melhor avaliadas em um conjunto de séries mais longas.

Em termos gerais, os resultados deixam clara a preponderância da variabilidade interdecenal para os índices climáticos, com menor força da variabilidade interanual, o que indica a importante influência de oscilações de baixa frequência, em escala de tempo decenais como ODP e OMA, entretanto, não devem ser descartadas possíveis influências das variabilidades das atividades solares, como os ciclos de Schwabe (11 anos), Hale (22 anos) e Gleissberg (aproximadamente 90 anos) (ECHER et al., 2003).

Dados observacionais também mostram fortes evidências de que as condições oceânicas e atmosféricas, nas áreas tropicais dos oceanos Atlântico e Pacífico, influenciam fortemente na variabilidade interanual da pluviometria no estado da Paraíba, Cerqueira (2010); Braga et al. (2014). Neste contexto, a análise de correlação simples poderá revelar qual seria a semelhança estatística existente entre o comportamento temporal dos índices de

aridez seriais do Estado com a variabilidade das anomalias da TSM nestes oceanos. Para tanto são realizadas análises de correlação tanto para situações momentâneas (*lag zero*), como para defasagens (*lags*) de 1 a 4 meses de antecedência, a locais representativos de cada região homogênea do Estado.

Como resposta, o índice do UNEP mostra-se preponderantemente melhor correlacionado com os dados oceânicos: anomalia de TSM nas regiões do Pacífico e a relação TNAI-TSAI no Atlântico, do que com o índice de aridez de Thornthwaite. Todos os resultados são embasados em valores estatisticamente significativos a 99% (valor $p \leq 0,01$) pelo teste *t Student*.

Associação mais representativa ocorre entre os índices das regiões do Sertão e Alto Sertão e a variação das anomalias do oceano Pacífico, tanto para o I_a quanto para o índice do UNEP, especialmente às regiões dos Niño 3+4 e 3, em *lags* de 3 e 4 meses. Nesta, a máxima correlação é registrada com Catolé do Rocha (-0,56 para IIAB e 0,55 para I_a), seguida por Cajazeiras com -0,51 para IIAB e 0,40 para I_a . Na região do Niño1+2, *lags* de 2 meses são mais significativos e mostram correlações entre $\pm 0,40$ e 0,50. Menores correlações com o Pacífico acontecem na faixa litorânea, representada por Alhandra (0,34 para I_a e -0,30 para IIAB). Por outro lado, em Alhandra, os índices, especialmente os do UNEP, apresentam melhor conexão do Estado à relação TNAI-TSAI, a um nível -0,40 de correlação.

Caraúbas, no setor central do Estado, diferencia-se por apresentar correlação quase que equidistante tanto com as anomalias dos Niño 3+4 e 3 a um *lag* de 3 meses quanto às anomalias do Atlântico a *lag* de 2 meses.

Em Campina Grande e Areia, situados no Agreste e Brejo, respectivamente, os índices correlacionam-se melhor com as anomalias do Niño 1+2 a *lags* de 2 e 3 meses, estabilizando-se em torno de $\pm 0,40$.

De um modo geral, existe uma maior diferença entre as correlações do Pacífico e Atlântico na medida em que se adentra o continente. Conexões com o Pacífico tendem a se tornar mais fortes nas regiões do Sertão, e Alto Sertão (acima de 0,50) e decrescem até o Litoral, estabelecendo-se ao ponto mais baixo, próximo a 0,30. Já, as anomalias das águas do oceano Atlântico, interferem, de forma mais homogênea na variação dos índices em praticamente todo o Estado (entre -0,40 e -0,36 para o índice do UNEP). Exceção para Campina Grande por exibir correlações abaixo de $\pm 0,30$.

Os resultados convergem, de certa forma, com Nóbrega et al. (2014), que, ao estudar eventos extremos de precipitação sobre a Paraíba e sua relação com a TSM nos oceanos tropicais, identifica que as mesorregiões do Sertão e Agreste do estado da Paraíba possuem

relação com as anomalias de TSM do Atlântico e Pacífico enquanto que o Litoral se mostra mais dependente às condições do oceano Atlântico.

Alves (2012), ao analisar a variação da pluviometria no NEB, também identifica significativa influência do ENOS e do padrão de dipolo de TSM nesta diferença e que a diminuição de chuva deve ter sido causada pela variabilidade interanual destes fenômenos.

Neste argumento, pode-se afirmar que, como para dados pluviométricos os índices de aridez, especialmente os gerados pela metodologia aplicada pelo UNEP, exibem considerável conexão à variabilidade da TSM na região tropical dos oceanos Pacífico e Atlântico.

Estudos embasados na análise pluviométrica mostram, em geral, oscilações na escala interanual como padrão (CERQUEIRA, 2010; BRAGA et al., 2014), condição esta, não verificada aos índices climáticos seriais. De maneira abrangente, os índices climáticos apresentam, em cada um dos locais estudados, variabilidades tanto de alta quanto de baixa frequência, com um cenário preponderante a ciclos de baixa frequência, os quais estão presentes em mais de 75% do espaço paraibano.

Ressalta-se que inúmeros pesquisadores, como Silva et al. (2013), Kayano e Capistrano (2014) e Kayano et al. (2016) descrevem sobre a influência das anomalias de TSM no Pacífico equatorial e no Atlântico tropical sobre as precipitações do Nordeste do Brasil, em particular, e América do Sul como um todo. Entretanto, a ingerência dessas anomalias sobre os índices climáticos apropriados para a determinação de classificações climáticas até então, não era conhecida, principalmente para a Região Nordeste do Brasil em particular o estado da Paraíba.

Ao mesmo tempo, o uso de índices de classificação climática para a verificação da variabilidade interanual e interdecenal do clima, é um ganho em relação à precipitação, pois o total anual precipitado em um determinado local pode apresentar fortes oscilações, porém sem força suficiente para produzir classificações climáticas diferenciadas.

7. CONCLUSÕES

Em dados normais climatológicos, a classificação semiárida é dominante, especialmente na metodologia proposta por Thornthwaite (1948), enquanto que o critério do UNEP (1992) tende a definir climas menos secos, variantes entre semiárido e subúmido seco, sem apresentação de clima árido, identificado a partir de Thornthwaite; Em áreas de maior umidade, ambos os métodos ajustam-se à tipologia úmida.

No processo serial, ocorre maior semelhança dos resultados a partir do I_m , relativamente aos gerados com dados climatológicos, principalmente no que se refere aos tipos climáticos mais secos.

O índice de aridez do UNEP mostra-se menos criterioso, demonstrando um quadro de menor aridez; Por outro lado, a metodologia de Thornthwaite não possibilita a visualização de condições de hiperaridez.

O uso das metodologias (Thornthwaite (1948) e índice de aridez do UNEP (1992)) proporciona o mesmo tipo climático em climas úmidos, e tipologias diferenciadas para os climas secos. Entretanto, ambas as metodologias fazem o mesmo diagnóstico das oscilações interanual e interdecenal do clima tanto das áreas úmidas como das secas, ao ponto de o comportamento temporal do I_m e IIAB ser extremamente semelhante, atingindo grau 1 de correlação, tornando-as praticamente idênticas.

Para estudos futuros, deve-se levar em consideração a contribuição percentual dos tipos climáticos adjacentes, os quais podem trazer significativos subsídios na determinação das condições climáticas locais ou regionais.

Estudos assinalam que as séries anuais de precipitação apresentam proeminente variabilidade interanual, entretanto, para os índices de classificação climática, definidos segundo a metodologia seriada e sem considerar o ano civil, os ciclos interdecenais são significativamente mais aparentes que os interanuais, condição notadamente revelada pela análise de ondaletas.

Tanto para o I_a quanto para o índice do UNEP, surge a forte ocorrência de ciclos de 10 a 13 anos, com o domínio de períodos de recorrência de 11 anos principalmente nos setores mais áridos. Em segundo nível, se destaca a presença de ciclos de 5 anos e 2,5 a 3,5 anos, bem como escalas de 13 anos na região costeira do Estado. Mesmo fora do cone de influência, oscilações acima de 25 anos também são verificadas em grande parte das séries temporais.

Intrinsecamente, os limiares cíclicos determinados aos índices climáticos de aridez tendem a seguir os principais modos da variabilidade climática nas bacias dos oceanos Atlântico e Pacífico, haja vista que predominam oscilações de 3,5 e 5 anos nas regiões dos Niños, 1+2, 3, e 3+4 do Pacífico e de 13 e 3,5 anos no Niño4. Por outro lado, no oceano Atlântico impera, claramente, um único ciclo principal de 13 anos.

Percebe-se maior variação nas correlações dos índices climáticos com o Pacífico e Atlântico na medida em que se adentra o continente. Conexões com o Pacífico são mais significativas nas regiões do Sertão e Alto Sertão e decrescem até o Litoral, enquanto, que a diferença das anomalias de TSM no oceano Atlântico apresenta maior sinal com o setor leste, apesar de exibir influência quase homogênea em grande parte do estado da Paraíba; De um modo geral o índice do UNEP mostra-se melhor correlacionado com os dados oceânicos do que o I_a .

A elaboração da classificação climática de modo seriado, verificando os percentuais de cada tipo de clima presente em cada localidade, é uma representação mais fidedigna do clima do que a partir de normais climatológicas, pois é capaz de descrever todos os tipos e subtipos climáticos reinantes e não apenas o clima médio.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMOWSKI, J.; CHAN, H. F. A wavelet neural network conjunction model for groundwater level forecasting. **Journal of Hydrology**, v.407, p.28-40, 2011.
- ALLEN, R.G.; SMITH, M.; PEREIRA, L.S.; PERRIER, A. An update for the calculation of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, v.43, n.2, p.35-91, 1994.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; PAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements**, 1998. FAO Irrigation and drainage paper 56. Disponível em: <<http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e00.htm>>. Acesso em: 2014.
- ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES, J.L.M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v.22, n.6, p.711-728, 2014.
- ALVES, J.M.B. Recentes variações climáticas no Nordeste do Brasil com ênfase a precipitação: relações com o ENOS, dipolo de temperatura da superfície do mar no Atlântico tropical e a oscilação decadal do Pacífico. **Revista de Geografia**, UFPE, v.29, n.3, p. 147-166, 2012.
- AMORIM, M. C.; ROSSATO, L.; TOMASELLA, J. Determinação da evapotranspiração potencial do Brasil aplicando o modelo de Thornthwaite a um sistema de informação geográfica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v.4 n.3, p.83-90, 1999.
- ANDRADE JÚNIOR, A.S.; BASTOS, E.A.; BARROS, A.H. C.; SILVA, C.O.; GOMES, A. A.N. Classificação climática e regionalização do semi-árido do Estado do Piauí sob cenários pluviométricos distintos. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v.36, n.2, p. 143-151, 2005.
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T.; GUEDES, R.L.; OYAMA, M.D.; ALVES, M.A.S. A influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.3, p.337-344, 2004.
- ARAGHI, A.; BAYGI, M. M.; ADAMOWSKI, J.; MALARDB, J.; NALLEYB, D.; HASHEMINIA, S.M. Using wavelet transforms to estimate surface temperature trends and dominant periodicities in Iran based on gridded reanalysis data. **Atmospheric Research**, v.155, p.52-72, 2015.
- ARAÚJO, W. S. Estudo da variabilidade hidrometeorológica no Nordeste do Brasil utilizando análise multivariada e espectral. **Tese de Doutorado em Meteorologia**, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2013, 198p.
- ARAÚJO, W.S.; BRITO, J.I.B. Índices de tendências de mudanças climáticas para os estados da Bahia e Sergipe por meio de índices pluviométricos diários e sua relação com TSM do Pacífico e Atlântico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.4, 541-554, 2011.
- ATLAS DO ESTADO DA PARAÍBA** – Informação para gestão do patrimônio natural. 1ª ed., João Pessoa, IDEME/ SEPLAN, 2003, 58p.
- AVDAKOVIC, S.; BOSOVIC, A. Continuous wavelet and hilbert-huang transforms applied for analysis of active and reactive power consumption. **Metrology and Measurement Systems**, v.21, n.3, p.413-422, 2014.

BALLING, R.C. Classification in climatology. In GAILE, G. L. AND WILLMOTT, C.J. (Ed). **Spatial statistics and models**. Hingham, MA: D. Reidel Publishing, p.81-108, 1984.

BARBOSA, A. C. B.; BLITZKOW, D. **Ondeletas: histórico e aplicação**. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo - IAG/USP, São Paulo, 2008. Disponível em: [http://sites.poli.usp.br/ptr/lgt/FTP/Apostila_Ondeletas_%20MSc.Augusto_Barbosa &Dr.Denizar_Blitzkow.pdf](http://sites.poli.usp.br/ptr/lgt/FTP/Apostila_Ondeletas_%20MSc.Augusto_Barbosa&Dr.Denizar_Blitzkow.pdf)>. Acesso em: 2015.

BARBOSA, A.C.B. Oscilações Intrasazonais no Indo-Pacífico e na Zona de Convergência do Atlântico Sul: Estudo observacional e numérico. **Tese de Doutorado em Ciências**, área: Meteorologia, Universidade de São Paulo-SP, 2012, 272p.

BARROS, M. Processos Estocásticos. 2007. **Cap. 5: Introdução às Séries Temporais e aos Modelos ARIMA**. Disponível em: < <http://www.mbarros.com/artigo.aspx?artigoid=28>>. Acesso em: 2015.

BASTOS, I. P. Parametrização unidimensional de campos de velocidades sísmicas por ondaleta de Morlet. **Trabalho de Graduação**, Universidade Federal da Bahia-BA, 2013, 41p.

BECKER, C.T.; MELO, M.M.M.S.; COSTA, M.N.M.; RIBEIRO, R.E.P. Caracterização climática das regiões pluviometricamente homogêneas do estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.4, n.2, p.286-299, 2011.

BELAYNEH, A.; ADAMOWSKI, J.; KHALIL B.; ZIELINSKI, B. O. Long-term SPI drought forecasting in the Awash River Basin in Ethiopia using wavelet neural network and wavelet support vector regression models. **Journal of Hydrology**, v.508, p.418-429, 2014.

BOLZAN M.J.A. Análise da transformada em ondeletas aplicada em sinal geofísico. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.26, n.37, p.37-41, 2004.

_____. Transformada em ondeleta: uma necessidade. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v.28, n.4, p. 563-567, 2006.

BOSQUE, L.M. Análise de séries temporais não-lineares com modelos auto-regressivos threshold. **Relatório de Estágio Supervisionado**. Curso de graduação em Estatística, Universidade de Brasília, 2014, 57p.

BRAGA, C.C.; AMANAJÁS, J.C.; CERQUEIRA, H.D.V.; VITORINO, M. I. The role of the tropical Atlantic and Pacific oceans SST in modulating the rainfall of Paraíba state, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.32, n.1, p.97-107, 2014.

BRAGA, C.C. Classificação de regiões pluviometricamente homogêneas através da análise multivariada. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo-SP, **Anais**: p.2341- 2343, 1992.

BRAGA, C.C.; SILVA, B. B. Determinação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado da Paraíba. In: VI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Salvador- BA. **Anais 1**: p. 200- 205, 1990.

BRASIL. Ministério da Agricultura. EPE. EPFS. Levantamento exploratório - reconhecimento de solos do estado da Paraíba. **Boletim Técnico**, 15. Brasil. SUDENE-DRN. Série Pedologia, Rio de Janeiro, 1972, 683p.

_____. Ministério da Integração Nacional/SDR. Nova Delimitação do Semi-árido Brasileiro. **Relatório Final do Grupo de Trabalho Interministerial para Redelimitação do Semi-árido Nordeste e do Polígono das Secas**. Brasília-DF, 2005,33p.

BRITO, J.I.B., Modelo Regional de Estimativa do Balanço Hídrico Aplicado à Variabilidade Climática do Nordeste Brasileiro. **Tese de Doutorado em Recursos Naturais**, Universidade Federal da Paraíba-PB, 2000, 129p.

BUDYKO M.I. **Climate and Life** (trans D.H.Miller). Academic Press, New York-USA, 1974, 508p.

_____. **The Heat Balance of the Earth's Surface**. U.S. Department of Commerce, Weather Bureau. Washington, D.C., 1958, 259p.

CAGEPA - Companhia de Água e Esgotos da Paraíba. **Plano Estadual de Saneamento Ambiental. Componente de Água E Esgotos, PESA** - Termos de Referência para a conceituação, formulação e desenvolvimento. João Pessoa- PB, 2005.

CARVALHO, H. de P.; DOURADO NETO, D.; TEODORO, R.E.F.; MELO, B. Balanço hídrico climatológico, armazenamento efetivo Da água no solo e transpiração na cultura de café. **Bioscience Journal**, v.27, n.2, p. 221-229, 2011.

CASTRO, A.C. Padrões de variabilidade intrasazonal sobre a cidade de São Paulo e o oceano Atlântico sul adjacente utilizando a análise de ondeleta, no período de 1982 a 2005. **Dissertação de Mestrado**, Universidade de São Paulo-SP, 2007, 91p.

CAVALCANTI, E. P.; SILVA, V. P. R.; SOUSA, F. A. S. Programa computacional para a estimativa da temperatura do ar para a região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.10, n.1, p. 140-147, 2006.

CAVALCANTI, E.P.; SILVA, E.D.V. Estimativa da temperatura do ar em função das coordenadas locais. In: VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia. Belo Horizonte-MG. **Anais**: p. 154-157, 1994.

CEJAS, C. M.; HOUGH, L. A.; CASTAING, J. C.; FRÉTIGNY, C.; DREYFUS, R. Simple analytical model of evapotranspiration in the presence of roots. **Physical Review**, 2014.

CERQUEIRA, H.D.V. Modulação da temperatura da superfície do mar do Pacífico e Atlântico Tropical na precipitação no Estado da Paraíba. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**. Universidade Federal de Campina Grande-PB, 2010. 112p.

CHARLIER, J. B.; LADOUCHE, B.; MARÉCHAL, J. C. Identifying the impact of climate and anthropic pressures on karst aquifers using wavelet analysis. **Journal of Hydrology**, v.523, p.610-623, 2015.

CIRILO, J. A.; MONTENEGRO, S. M. ; Campos, J.N.B. A questão da água no semiárido brasileiro. In: Bicudo, C.E.; Tundisi, J.G.; Scheuenstuhl, M.C. Água no Brasil: análises estratégicas. **Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, 1ª ed., v.1, p. 80-91, 2011.

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, n.1, p. 69-78, 1999.

CONSOLI, S.;VANELLA, D. Mapping crop evapotranspiration by integrating vegetation indices into a soil water balance model. **Agricultural Water Management**. Online publication,v. 143, p. 71–81, 2014.

COSTA, A.C.; SOARES, A. Trends in extreme precipitation indices derived from a daily rainfall database for the South of Portugal. **International Journal of Climatology**, v.29, p. 1956-1975, 2009.

COSTA, M. N. M.; BECKER, C. T.; BRITO, J. I. B. Análise das séries temporais de precipitação do semiárido paraibano em um período de 100 anos -1911 a 2010. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.6, n.4, p. 680-696, 2013.

- CROITORU, A.E.; PITICAR, A.; IMBROANE, A.M.; BURADA, D.C. Spatiotemporal distribution of aridity indices based on temperature and precipitation in the extra-Carpathian regions of Romania. **Theoretical and Applied Climatology**, v.112, p. 597-607, 2013.
- CURI, R. C.; NASCIMENTO, D. J.; SALGADO, J. P.; SILVA NETO, J. R.; AMORIM, M. L. C. M. Diagnóstico situacional dos pescadores artesanais do açude Epitácio Pessoa no município de Boqueirão-Pb, em detrimento das últimas estiagens. In: XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste. Natal-RN. **Anais**, 2014, 8p.
- DIXIT, P.; LONDHE, S.; DANDAWATE, Y. Removing prediction lag in wave height forecasting using Neuro - Wavelet modeling technique. **Ocean Engineering**, v.93, p.74-83, 2015.
- DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H.; BENTVELSEN, C. L. M.; BRANSCHIED, V.; PLUSJÉ, J. M. G. A.; SMITH, M.; UITTENBOGAARD, G. O.; VAN DER WAL, H. K. **Yield response to water**. Roma: FAO, 1979, 200 p. (FAO Irrigation and Drainage Paper (FAO), no. 33).
- ECHER, E.; RIGOZO, N. R.; NORDEMANN, D. J. R.; VIEIRA, L. E. A.; PRESTES, A.; FARIA, H. H. O número de manchas solares, índice da atividade do Sol. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 25, n. 2, p. 157-163, 2003.
- EMBRAPA Solos/Unidade de Execução de Pesquisa e Desenvolvimento de Recife. **CAD calculados para coordenadas geográficas de postos pluviométricos do estado da Paraíba**, 2014.
- ESRL/NOAA: Earth System Research Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration. **Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series**. USA.gov. Disponível em: < <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>>. Acesso em: 2017.
- ESTIMA_T. **Estimativa da temperatura do ar**. Disponível em: <<http://www.dca.ufcg.edu.br/download/estimat.htm>>. Acesso em: 2013.
- FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v.24, n.1, p.395-458, 1992.
- FERREIRA, A.G.; MELLO, N.G.S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a Região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.1, n.1, p. 15-28, 2005.
- FRANCISCO, P.R.M.; MEDEIROS, R.M.; SANTOS, D; MATOS, R.M. Classificação Climática de Köppen e Thornthwaite para o Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.8, n.4, p.1006-1016, 2015.
- FREITAS, J. C. Análise de agrupamentos na identificação de regiões homogêneas de índices climáticos no Estado da Paraíba. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, Universidade Federal de Campina Grande-PB, 2009,75p.
- FREITAS, J. C.; ANDRADE, A. R.S.; BRAGA, C.C.; NETO, A. H. G.; ALMEIDA, T. F. Análise de agrupamentos na identificação de regiões homogêneas de índices climáticos no estado da Paraíba, PB – Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.6, n.4, p.732-748, 2013.
- FREITAS, J. C.; DANTAS, R. T.; ANDRADE, A. R. S.; PEREIRA, E. R. R. Análise da variabilidade de índices climáticos para o Estado da Paraíba-PB. **Revista Brasileira de Tecnologia Aplicada nas Ciências Agrárias**, v.4, n.2, p.63-84, 2011.
- GOMES, O. M.; SANTOS, C. A. C.; SOUZA, F. A. S.; PAIVA, W.; OLINDA, R. A. Análise comparativa da precipitação no estado da Paraíba utilizando modelos de regressão polinomial. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n.1, p.47 - 58, 2015.

- GÓMEZ, E.P. Transformadas Wavelet no diezmadas para reducción de ruido y detección de señales: aplicaciones en evaluación no destructiva por ultrasonidos. **Memoria de Tesis Doctoral**, Universitat Politècnica de València, 2011, 288p.
- GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v.11, p. 561-566, 2004.
- GROSSMAN, A.; MORLET, J. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. **Journal on Mathematical Analysis**, v.15, p. 723-736, 1984.
- GURGEL, V.C. Aplicação de técnicas d Wavelets em análise de séries temporais para detecção de correlações. **Monografia de Graduação em Ciência e Tecnologia**, Universidade Federal Rural do Semiárido, Campus Angicos-RN, 2013, 62p.
- HAAR, A. Zur theorie der orthogonaler funktionensysteme. **Mathematische Annalen**, Berlin, v. 69, p. 331-371, 1910.
- HARE, F. K. Climate and Desertification p. 63-167. In: **Desertification: Its causes and consequences**. Secretaria of the United Nations Conference on Desertification, Nairobi. Oxford: Pergamon Press, 1977a, 448p.
- _____. Connections Between Climate and Desertification. **Environment Conservation**, v.4, n.2, p.81-90, 1977b.
- HASTENRATH, S. ;HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quartely Journal Royal Meteorological Society**, v.103, p.77-92, 1977.
- HERMIDA, L.; LÓPEZ, L.; MERINO, A.; BERTHET, C.; ORTEGA, E. G.; SÁNCHEZ, J. L.; DESSENS, J. Hailfall in southwest France: Relationship with precipitation, trends and wavelet analysis. **Atmospheric Research**, v.156, p.174-188, 2015.
- HUBBARD, B. B. The World According to Wavelets: The Story of a Mathematical Technique in the Making. 2nd ed., A. K. Peters, Natick-MA, 1998, 286p. **Book Review**. Reviewed by JERISON, D., v. 46, n. 9, 1999.
- HUO, Z.; DAI, X.; FENG, S.; KANG, S., HUANG, G. Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China. **Journal of Hydrology**, v.492, p. 24-34, 2013.
- IBGE: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística/ DGC- DEGEO. **Divisão Regional do Brasil em Mesorregiões e Microrregiões Geográficas**. Rio de Janeiro-RJ, v.1, 1990, 135p.
- IBGE: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **População e Economia**. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/mapa_site/mapa_site.php#populacao>. Acesso em: 2014, 2015.
- IDEIÃO, S. M. A. Imagens multiespectrais e aplicações em recursos hídricos: temperatura da superfície e balanços de radiação e energia. **Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil**, Universidade Federal de Campina Grande-PB, 2009. 156p.
- IDEME. Instituto de Desenvolvimento Municipal e Estadual. **Anuário Estatístico da Paraíba-2012**, 3151p. Disponível em: <http://www.ideme.pb.gov.br/index.php/component/docman/cat_view/2108-anuarios.html> João Pessoa, 2013. Acesso em 2015.
- IICA: Instituto Interamericano de Cooperação para a Agricultura. **Projeto de cooperação técnica PCT BRA/IICA/05/004 - Pan Desertificação**. Brasília-DF, 2013, 44p.

INDRUSIAK, M. L. S., Caracterização de escoamentos turbulentos transientes usando a transformada de ondeletas. **Tese de Doutorado em Engenharia**, Universidade Federal do Rio Grande do Sul-RS, 2004, 135p.

INMET: Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990**. Brasília-DF, 2009, 465p.

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Summary for Policy Makers**. Geneva, 2007.

KAFLE, H. K.; BRUINS, H.J. Climatic trends in Israel 1970–2002: warmer and increasing aridity inland. **Climatic Change**, v.96, p. 63-77, 2009.

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

KAYANO, M.T; CAPISTRANO, V.B.; ANDREOLI, R.V.; SOUZA, R.A.F. A further analysis of the tropical Atlantic SST modes and their relations to north-eastern Brazil rainfall during different phases of Atlantic Multidecadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, 2016.

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

KOTTEK, M.; GRIESER, J.; BECK, C.; RUDOLF, B.; RUBEL, F. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. **Meteorologische Zeitschrift**, v.15, n.3, p. 259-263, 2006.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes. Wall map 150cmx200cm, 1928.

KUNDZEWICZ, Z.W.; MATA, L.J.; ARNELL, N.W.; ÖLL, P.; JIMENEZ, B.; MILLER, K.; OKI, T.; SEN, Z.; SHIKLOMANOV, I. The implications of projected climate change for freshwater resources and their management. **Hydrological Sciences Journal**, v.53, n.1, p.3-10, 2008.

MAGALHÃES, A. R.; GLANTZ, M. H. **Socioeconomic impacts of climate variations and policy responses in Brazil**. United Nations Environment Program (UNEP), Secretariat for Planning and Coordination State of Ceará (SEPLAN), Esquel Brasil Foundation, 1992, 155 p.

MARENGO, J. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA Jr., B.; TUNDISI, J. G. **Águas Doces no Brasil - Capital Ecológico, Uso Múltiplos, Exploração Racional e Conservação**. São Paulo: IEA/USP, p. 63-109, 2006.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; NOBRE, C.A. Mudanças Climáticas e Recursos Hídricos, p. 201-215. In: BICUDO, C.E.de M.; TUNDISI, J.G.; SCHEUENSTUHL, M.C.B. **Águas do Brasil: Análises Estratégicas**. ABC. Instituto de Botânica, 2010. 224p.

MENEZES, H. E. A; BRITO, J. I. B.; LIMA, R. A. F. A. Veranico e a produção agrícola no Estado da Paraíba, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, n.2, p.181-186, 2010.

MEYER, Y. **Wavelets: Algorithms and Applications**. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia-EUA, 1993, 133p.

MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **RELATÓRIO FINAL: Grupo de Trabalho Interministerial para Redelimitação do Semiárido Nordestino e do Polígono das Secas**. Brasília: Ministério da Integração Nacional, 2005, 117p.

MISITI, M.; MISITI, Y.; OPPENHEIM, G.; POGGI, J.M. **MATLAB**. Wavelet Toolbox™ User's Guide. © COPYRIGHT 1997–2015 by The MathWorks, Inc. Disponível em: <http://www.mathworks.com/help/pdf_doc/wavelet/wavelet_ug.pdf>. Acesso em: 2015.

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

MOLION, L. C. B. Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e oscilação decadal do Pacífico, **Revista Climanálise**, 2005.

MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi- arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 434-435, p.55-68, 2012.

MONTEITH, J. L. Evaporation and Environment. In: The state and movement of water in living organism. **19th Symposia of the Society for Experimental Biology**, p. 205-234, 1965.

MORETTIN, P. A. **Ondas e Ondeletas: da Análise de Fourier à Análise de Ondeletas de Séries Temporais**. São Paulo-SP, EDUSP, 2014, 276p.

MORETTIN, P.A.; TOLOI, C.M.C. **Modelos para Previsão de Séries Temporais**. Rio de Janeiro-RJ, IMPA, 1981, 356p.

_____. **Análise de Séries Temporais**. 2ª ed. São Paulo: Blücher, 2006, 538 p.

MORLET, J.; ARENS, G.; FOURGEAU, E.; GIARD, D. Wave propagation and sampling theory-Part I: Complex signal and scattering in multilayered media. **Geophysics**, v.47, n.2, p. 203-221, 1982.

MORLET, J.; ARENS, G.; FOURGEAU, E.; GIARD, D. Wave propagation and sampling theory-Part II: Sampling theory and complex waves. **Geophysics**, v.47, n.2, p. 222-236, 1982.

MOTA, F.S.; GOEDERT, C.O.; LOPES, N.F.; GARCEZ, J.R.B.; GP,ES. A;S. Balanço Hídrico do Rio Grande do Sul. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.5, p. 1-27, 1970.

MOURA, B. A. G.; ARAGÃO, J.O.R.; MELO,J.S.P.; SILVA, A.P.N.; GIONGO, P.R.; LACERDA, F.F. Relação entre a precipitação do leste do Nordeste do Brasil e a temperatura dos oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n.4, p.462-469, 2009.

MOURA, M. A. L.; FERREIRA, A. D.; CARNEIRO, R. G. Estudo dos padrões climatológicos do vento usando transformada em ondeletas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.7, n.5, p. 774-783, 2014.

MOURA, M. S. B.; GALVINCIO, J. D.; BRITO, L. T. L.; SOUZA, L. S. B. DE; SÁ, I. I. S.; SILVA, T. G. F. Clima e água de chuva no Semi-Árido. Cap. 2, p. 37-59. In: BRITO, L. T. de L.; MOURA, M. S. B. de; GAMA, G. F. B. **Potencialidades da Água de Chuva no Semi-Árido Brasileiro**. Petrolina: EMBRAPA Semi-Árido, 2007.

NCEP/NOAA: National Centers for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration. **Monthly atmospheric and SST índices**. USA.gov. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>>. Acesso em: 2017.

NOBRE, P.; MELO, A. B. C. Variabilidade climática Intrazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000. **Climanálise**, v.16, n.12, p.42-54, 2001.

- NÓBREGA, J.N.; SANTOS, C.A.C.; GOMES, O.M.; BEZERRA, B.G.; BRITO, J.I.B. Eventos extremos de precipitação nas mesorregiões da Paraíba e suas relações com a TSM dos oceanos tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.2, p. 197-208, 2014.
- NÓBREGA, R. S. Um pensamento crítico sobre classificações climáticas: de Köppen até Strahler. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.3, p. 18-22, 2010.
- OGUNTUNDE, P.G.; ABIODUN, B.J.; LISCHIED, G. Rainfall trends in Nigeria, 1901-2000. **Journal of Hydrology**, v.411, p. 207-218, 2011.
- OGUNTUNDE, P.G.; FRIESEN, J.; VAN DE GIESEN, N.; SAVENIJE, H.H.G. Hydroclimatology of the Volta River Basin in West Africa: trends and variability from 1901 to 2002. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.31, p. 1180-1188, 2006.
- OLIVEIRA, T. E. S. Condições Microclimáticas e a Proliferação de Vetores da Dengue e Febre Amarela em uma Escola de Cuiabá-MT. **Dissertação de Mestrado em Física Ambiental**, Universidade Federal de Mato Grosso-MT, 2013, 48p.
- ÖZGER, M.; MISHRA, A. K.; SINGH, V. P. Scaling characteristics of precipitation data in conjunction with wavelet analysis. **Journal of Hydrology**, v.395, n.3-4, p. 279-288, 2010.
- PARAÍBA. Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba - AESA. **Comitê rio Paraíba**. Disponível em: <<http://www.aesa.pb.gov.br/comites/paraiba/>>. Acesso em: 2013.
- _____. **Comitê Piranhas-Açu**. Disponível em: <<http://www.aesa.pb.gov.br/comites/piranhasacu/>>. Acesso em: 2015.
- _____. **Da criação, natureza jurídica e objetivos**. 2005. Disponível em: <http://www.aesa.pb.gov.br/legislacao/leis/estadual/7779_05_cria_aesa.pdf>. Acesso em 2015.
- _____. **Mapas temáticos do estado da Paraíba - Acervo técnico**. 2015.
- _____. **Precipitação pluviométrica mensal**, 1994 a 2012. Disponível em: <http://site2.aesa.pb.gov.br/...>. Acesso em 2013.
- PAREDES, D.I.G. Identificação de estruturas de processos multi-escala em ecossistemas marinhos utilizando ondeletas. **Dissertação de Mestrado em Ciências**, Universidade de São Paulo/ESALQ, 2011, 67p.
- PARTAL, T.; KÜÇÜK, M. Long-term trend analysis using discrete wavelet components of annual precipitations measurements in Marmara region (Turkey). **Physics and Chemistry of the Earth**, v.31, p.1189-1200, 2006.
- PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London A. **Mathematical and Physical Sciences**, v.193, p.120-145, 1948.
- PEREIRA, A. R. Simplificado o balanço hídrico de Thornthwaite- Mather. **Bragantia**, v.64, n.2, 2005.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L.R. SENTELHAS, P. C. Meteorologia Agrícola. ESALQ/USP, Piracicaba-SP, 2007. Disponível em: <http://www.leb.esalq.usp.br/aulas/lce306/MeteorAgricola_Apostila2007.pdf>. Acesso em: 2014.
- PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.
- PEREIRA, G.; SILVA, M.E.S.; MORAES, E.C.; CARDOZO, F. S. Avaliação dos dados de precipitação estimados pelo satélite TRMM para o Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.18, n.3, p.139-148, 2013.

POLZIN, D.; HASTENRATH, S. Climate of Brazil's Nordeste and tropical Atlantic sector: preferred time scales of variability. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.2, 2014.

PONCELET, L. **Sur Le comportement des pluviomètres**. Bruxelles: Institut Royal Météorologique de Belgique, 1959.

Recursos Hídricos no Brasil: problemas, desafios e estratégias para o futuro. José Galizia Tundisi (coordenador) - Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 2014, 76p.

RODRIGUES, L.L.M. Análise de variância em séries temporais: uma abordagem usando ondeletas. **Tese de Doutorado em Estatística e Experimentação Agropecuária**, Universidade Federal de Lavras-MG, 2015, 100p.

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. **Bragantia**, v.66, n.4, p.711-720, 2007.

ROLIM, G.S.; SENTELHAS, P. C. Planilha no ambiente Excel para o cálculo Balanço Hídrico Normal por Thornthwaite Mather (1955). **BHnorm v5.0**. Departamento de Engenharia de Biosistemas, ESALQ-USP, 1999.

ROLIM, G.S.; SENTELHAS, P.C.; BARBIERI, V. Planilhas no ambiente EXCEL para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.6, n.1, p.133-137, 1998.

SÁ JÚNIOR, A. Aplicação da classificação de Köppen para o zoneamento climático do estado de Minas Gerais. **Dissertação de Mestrado em Engenharia Agrícola**, Universidade Federal de Lavras-MG, 2009, 101p.

SÁNCHEZ GUZMÁN, P.; ORTIZ SOLORIO, C.A.; CAJUSTE BONTEMPS, L. Cartografía nacional del índice de aridez potencial para suelos del México. **Anais XXXVIII Congreso de la SMCS, AC. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Suplemento Especial**, v.1, n. 1, p. 33-38, 2014.

SANTOS, C.A.G.; FREIRE, P.K.M.M.; TORRENCE, C. A transformada wavelet e sua aplicação na análise de séries hidrológicas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.18, n.3, p. 271-280, 2013.

SANTOS, E.B. Índices oceânicos e sua relação com a precipitação pluvial do Rio Grande do Sul. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, Universidade Federal de Pelotas-RS, 2011, 88p.

SANTOS, D.N.; SILVA, V.P.R.; SOUSA, F.A.S.; SILVA, R.A. Estudo de alguns cenários climáticos para o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, n.5, p.492-500, 2010.

SANTOS, M.S. Caracterização espaço-temporal de secas utilizando ondeletas e o Standardized Precipitation Index: uma aplicação para a parcela mineira da bacia do rio São Francisco. **Dissertação de Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos**, Universidade Federal de Minas Gerais-MG, 2011, 163p.

SENTELHAS, P. C.; ANGELOCCI, L. R. Balanço Hídrico - climatológico normal e sequencial, de cultura e para manejo da irrigação. ESALQ/USP, Piracicaba-SP, 2009. Disponível em: <<http://www.lce.esalq.usp.br/aulas/lce306/Aula9.pdf>>. Acesso em: 2014.

SENTELHAS, P.C.; PEREIRA, A.R.; MARIN, F.R.; ANGELOCCI, L.R.; ALFONSI, R.R.; CARAMORI, P.H.; SWART, S. **Balanços hídricos climatológicos do Brasil-500 balanços hídricos de localidades brasileiras**. Piracicaba: ESALQ, 1999.

- SHOAIB, M.; SHAMSELDIN, A.Y.; MELVILLE, B. W. Comparative study of different wavelet based neural network models for rainfall-runoff modeling. **Journal of Hydrology**, v.515, p. 47-58, 2014.
- SILVA DA, S.T. A influência do El Niño Oscilação Sul na distribuição espacial da precipitação no estado da Paraíba. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-PB, 1996, 63p.
- SILVA, A.O.; MOURA, G.B.A.; KLAR, A.E. Classificação climática de Thornthwaite e sua aplicabilidade agroclimatológica nos diferentes regimes de precipitação em Pernambuco. **Irriga**, v. 19, n. 1, p. 46-60, 2014.
- SILVA, D.F.; COSTA, I.M.; MATEUS, A.E.; SOUSA, A.B. Previsão climática e de ciclos climáticos para o estado do Ceará. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 4, p. 959-977, 2013.
- SILVA, V. P. R.; PEREIRA, E. R. R.; AZEVEDO, P. V.; A. S. DE SOUZA, F. A. S.; SOUSA, I. F. Análise da pluviometria e dias chuvosos na região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.2, p.131-138, 2011.
- SILVA, V. P.R.; SOUSA, F. A. ; CAVALCANTI, E.P. ; SOUZA, E; DA SILVA, B. B. Teleconnections between sea surface temperature anomalies and air temperature in Northeast Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics**, Canada, v. 68, n. 7, p. 781-792, 2006.
- SIVAKUMAR, B. Global climate change and its impacts on water resources planning and management: assessment and challenges. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v.25, n.4, p. 583-600, 2011.
- SOPPA, M.A.; SOUZA, R.B.; PEZZI, L.P. Variabilidade das anomalias de temperatura da superfície do mar no oceano atlântico sudoeste e sua relação com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.3, p. 375 - 391, 2011.
- SOUSA, E. P. Delimitação dos recursos hídricos no estado da Paraíba com base na teoria da entropia. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, Universidade Federal de Campina Grande-PB, 2011, 78p.
- SOUZA, A. P.; MOTA, L. L.; ZAMADEI, T.; MARTIM, C.C.; ALMEIDA, F. T.; PAULINO, J. Classificação climática e balanço hídrico climatológico no estado de Mato Grosso. **Nativa**, v.1, n.1, p.34-43, 2013.
- SOUZA, A. S. P. Avaliação de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para fins de manejo de irrigação. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ, 2011, 70p.
- Secretariat of the United Nations Conference on Desertification. **Desertification: its causes and consequences**. Oxford: Pergamon Press, 1977, 448p.
- SUDENE. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. **Dados Pluviométricos Mensais do Nordeste** - Série Pluviometria 5. Estado da Paraíba, Recife, 1990, 239p.
- TABARI, H.; AGHAJANLOO, M.B. Temporal pattern of aridity index in Iran with considering precipitation and evapotranspiration trends. **International Journal of Climatology**, v.33, p. 396-409, 2013.
- TEJAS, G. T.; SOUZA R. M. S.; FRANCA, R. R.; NUNES, D. D. Estudo da variabilidade climática em Porto Velho/RO-Brasil, no período de 1982 a 2011. **Revista de Geografia**, v.29, n. 2, p. 63-82, 2012.

THORNTHWAITE, C.W. The climates of North America according to a new classification, **Geophysical Review**, v. 21, p.633-655, 1931.

_____. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v.38, n.1, p. 55-94, 1948.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance. **Publications in Climatology**, New Jersey. Drexel Institute of Technology, v.10, n.3, 1957, 254p.

_____. The water balance. **Publications in Climatology**. New Jersey. Drexel, Institute of Technology, 1955, 104p.

TOMASELLA, J.; HOODNETT, M.G.; ROSSATO, L. Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 64, p. 327-338, 2000.

TOMASELLA, J.; ROSSATO, L. **Tópicos em Meio Ambiente e Ciências Atmosféricas/Balço Hídrico**. INPE, São José dos Campos, 2005, 12p.

TORRENCE, C. A.; COMPO, G. P. A Practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, n.1, 1998.

_____. **A practical guide to wavelet analysis**; with significance and confidence testing. Disponível em: <<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>>. Acesso em: 2015.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P.J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. **American Meteorological Society**, v.12, p. 2679-2690, 1999.

UNEP. United Nations Environment Programme. **World Atlas of Desertification**. Londres: UNEP/Edward Arnold, p. 69, 1992, 540 p.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2 - Recife, 2006, 449p.

VAREJÃO-SILVA, M.A.; BRAGA, C.C.; AGUIAR, M.J.N.; NIETZCHE M.H.; SILVA, B.B. **Atlas climatológico do Estado da Paraíba**, Campina Grande: UFPB/ FINEP/BNB, 1987.

VENEGAS, S.; MISAK, L.A.; STRAUB, D.N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 19, p. 2673-2676, 1996.

VITORINO, M.I. Oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas. **Tese de Doutorado em Meteorologia**, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-SP, 2003, 344p.

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, p.2523-2541, 1994.

WILLMOTT, C.J.; ROWE, C. M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v.5, n.6, p.589-606, 1985.

YANG, H.B.; YANG, D.W. Climatic factors influencing changing pan evaporation across China from 1961 to 2001. **Journal of Hydrology**, v. 414-415, p. 184-193, 2012.

YUAN, W.; LIU, S.; LIANG, S.; TAN, Z.; LIU, H.; YOUNG, C. Estimations of evapotranspiration and water balance with uncertainty over the Yukon River Basin. **Water Resources management**, v.26, n.8, p.2147-2157, 2012.

ZARCH, M. A.A.; SIVAKUMAR, B.; SHARMA, A. Assessment of global aridity change. **Journal of Hydrology**, v.520, p.300-313, 2015.

ZHANG, K.X.; PAN, S.M.; ZHANG, W.; XU, Y.H.; CAO, L.G.; HAO, Y.P.; WANG, Y. Influence of climate change on reference evapotranspiration and aridity index and their temporal-spatial variations in the Yellow River Basin, China, from 1961 to 2012. **Quaternary International**, p. 1-8, 2015.

ZHANG, Q.; XU, C.Y.; ZHANG, Z. Observed changes of drought/wetness episodes in the Pearl River basin, China, using the standardized precipitation index and aridity index. **Theoretical and Applied Climatology**, v.98, p.89-99, 2009.

ZHAO, Y.; ZOU, X.; ZHANG, J; CAO, L.; XU, X.; ZHANG, K.; CHEN, Y. Spatio-temporal variation of reference evapotranspiration and aridity index in the Loess Plateau Region of China, during 1961-2012. **Quaternary International**, v.349, v.28, p.196-206, 2014.

ZUO, D.; XU, Z.; YANG, H.; LIU, X. Spatiotemporal variations and abrupt changes of potential evapotranspiration and its sensitivity to key meteorological variables in the Wei River basin, China. **Hydrological Processes**, v. 26, n.8, p.1149-1160, 2012.

ANEXOS

ANEXO A - Localidade, região pluviométrica, coordenadas geográficas, altitude e CAD dos postos pluviométricos selecionados para estudo.

Localidade	Região Pluviométrica	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Altitude (m)	CAD (mm)
Conceição	Alto Sertão	7°33'36,000"	38°30'06,840"	376	40,0
Cajazeiras	Alto Sertão	6°53'39,120"	38°32'39,840"	298	64,5
Santana dos Garrotes	Alto Sertão	7°22'59,880"	37°59'22,920"	322	50,0
Coremas	Alto Sertão	7°01'30,000"	37°56'34,080"	218	64,5
São Francisco	Sertão	6°37'04,080"	38°05'40,920"	280	106,5
Pombal	Sertão	6°46'18,840"	37°48'02,160"	184	70,0
Catolé do Rocha	Sertão	6°20'38,040"	37°44'48,120"	272	106,5
Santa Teresinha	Sertão	7°05'03,120"	37°26'42,000"	306	50,0
São Sebastião do Umbuzeiro	Cariri/Curimataú	8°09'06,120"	37°00'34,920"	594	64,5
Prata	Cariri/Curimataú	7°41'42,000"	37°05'03,120"	577	64,5
Taperoá	Cariri/Curimataú	7°12'58,680"	36°49'41,160"	532	70,0
Caraúbas	Cariri/Curimataú	7°43'31,080"	36°29'25,080"	460	70,0
Pedra Lavrada	Cariri/Curimataú	6°45'19,080"	36°27'51,840"	516	45,0
Campina Grande	Agreste	7°13'32,160"	35°54'15,120"	551	53,0
Aroeiras	Agreste	7°32'44,880"	35°42'39,960"	363	40,0
Araruna	Agreste	6°31'53,040"	35°44'22,920"	570	103,6
Areia	Brejo	6°58'32,160"	35°43'04,080"	618	101,1
Sapé	Brejo	7°05'33,000"	35°13'23,880"	123	120,0
Alhandra	Litoral	7°25'32,160"	34°54'38,160"	49	147,3
João Pessoa	Litoral	7°04'59,880"	34° 49'59,880"	35	120,0

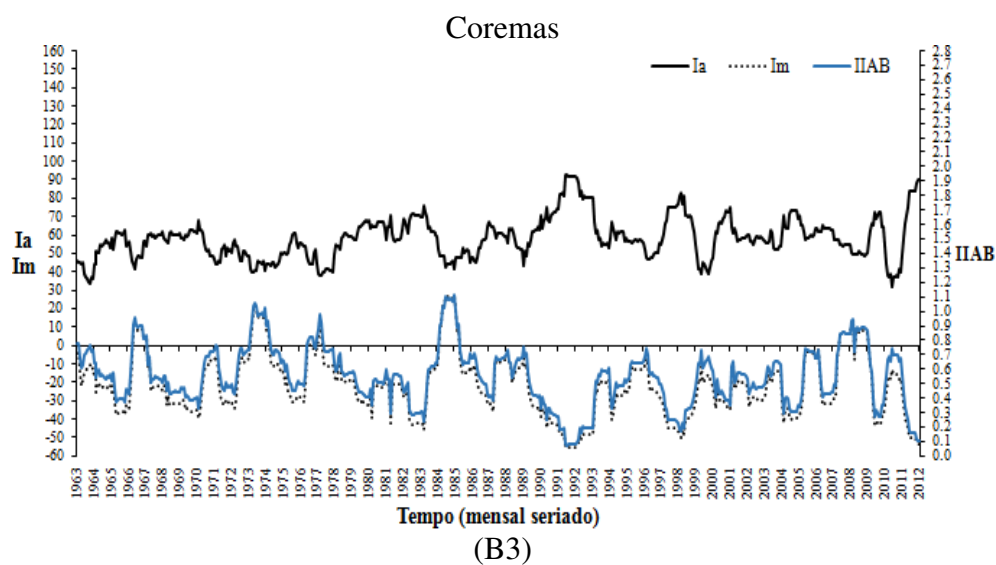
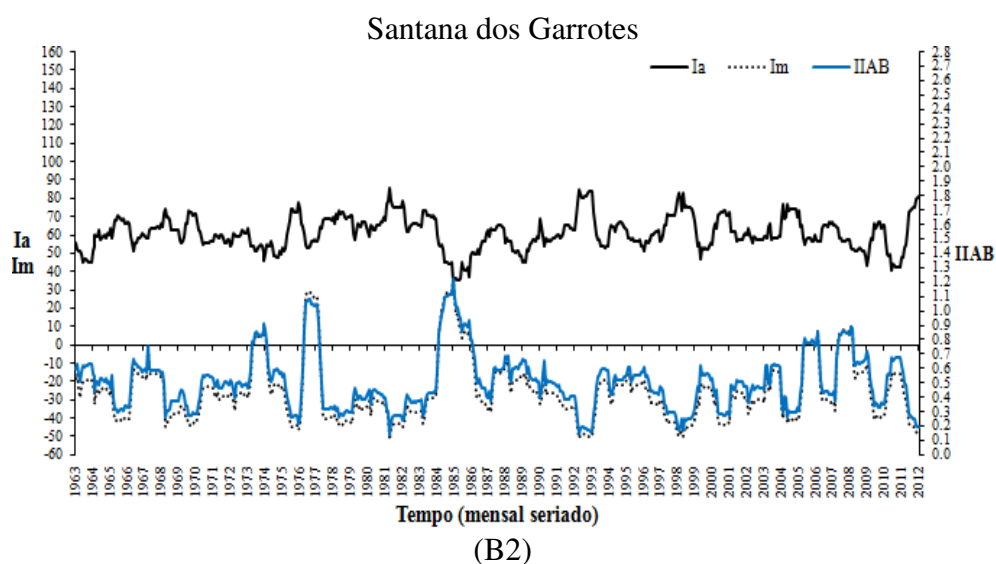
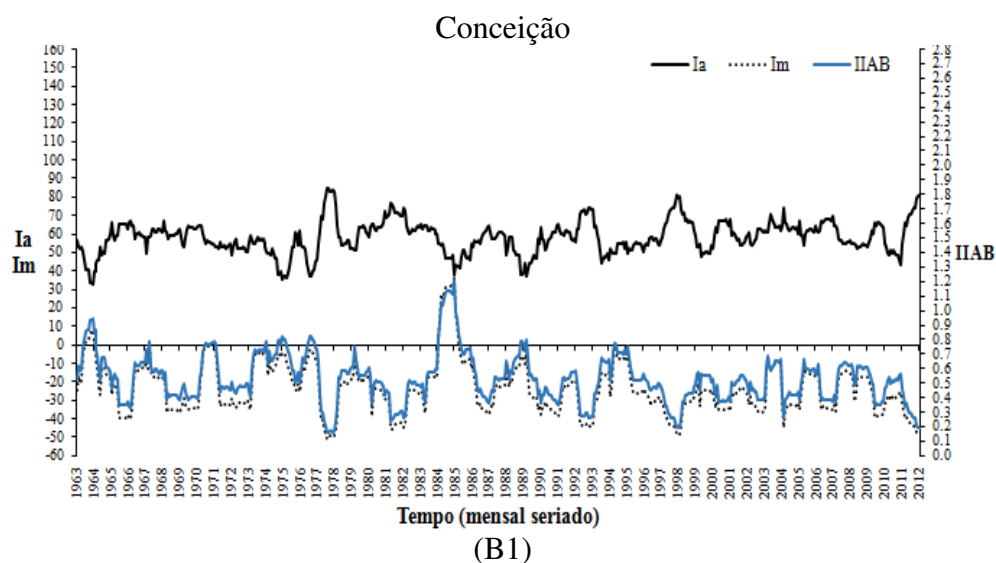
Fonte: SUDENE (1990); AESA (2013); EMBRAPA (2014).

APÊNDICES

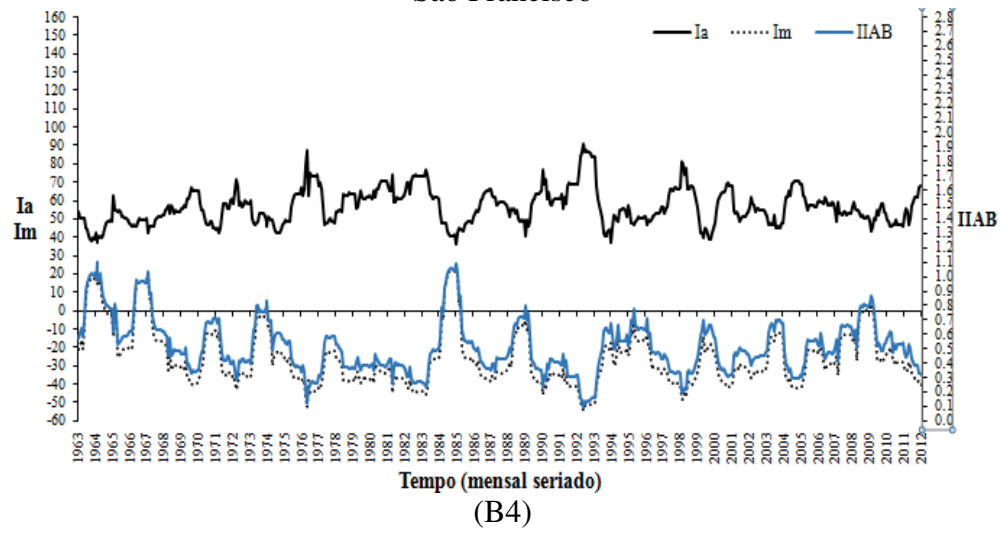
APÊNDICE A - ETP total anual estimada a partir de Thornthwaite (1948), para dados normais climatológicos.

Localidade	ETP (mm)
Conceição	1523,3
Cajazeiras	1643,4
Santana dos Garrotes	1570,8
Coremas	1699,9
São Francisco	1831,5
Pombal	1743,4
Catolé do Rocha	1597,7
Santa Teresinha	1409,0
São Sebastião do Umbuzeiro	1148,6
Prata	1160,0
Taperoá	1223,3
Caraúbas	1226,6
Pedra Lavrada	1162,6
Campina Grande	1101,4
Aroeiras	1235,5
Araruna	1057,7
Areia	1011,6
Sapé	1371,7
Alhandra	1392,9
João Pessoa	1479,0

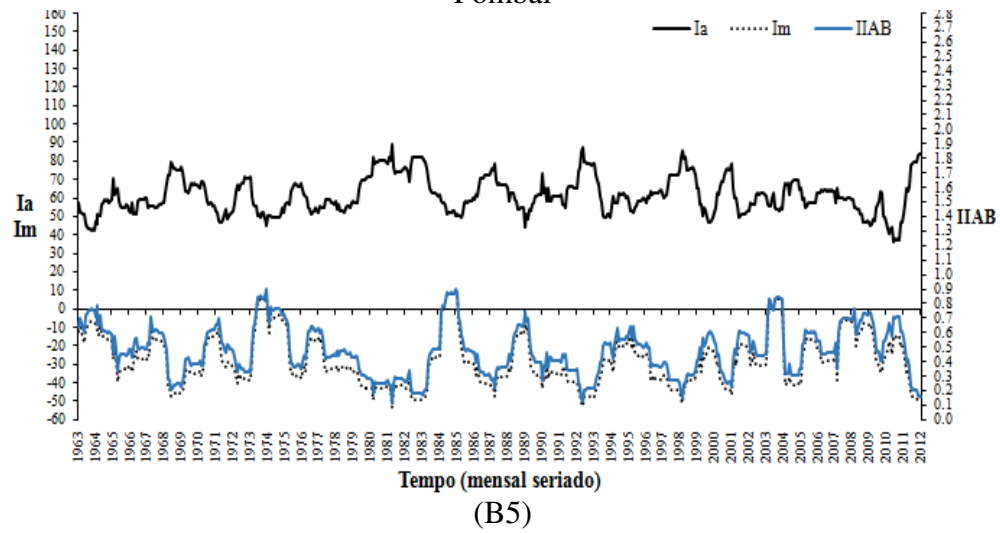
APÊNDICE B (1 a 14) - Distribuição temporal de I_m , I_a e $IIAB$. A linha contínua longitudinal indica transição do I_m (+) ou (-).



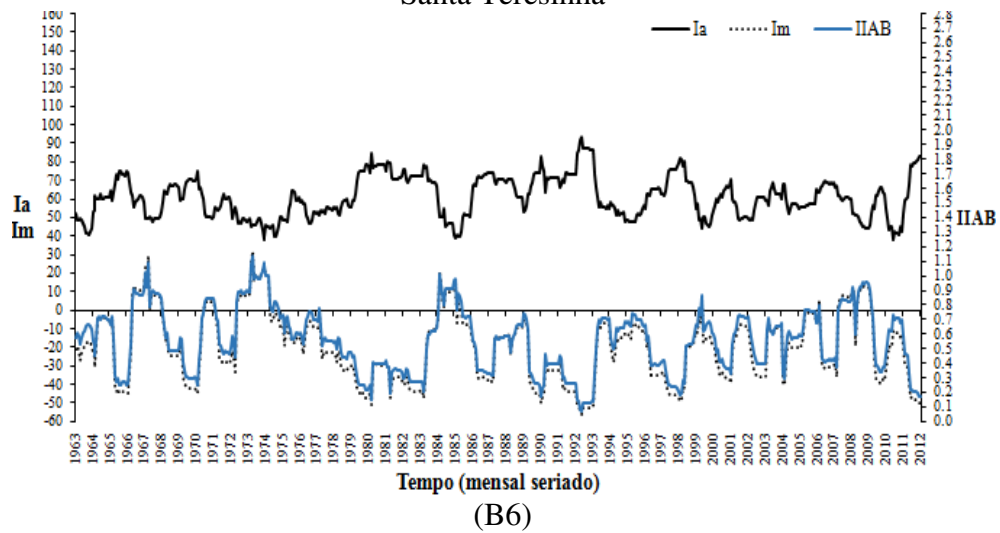
São Francisco

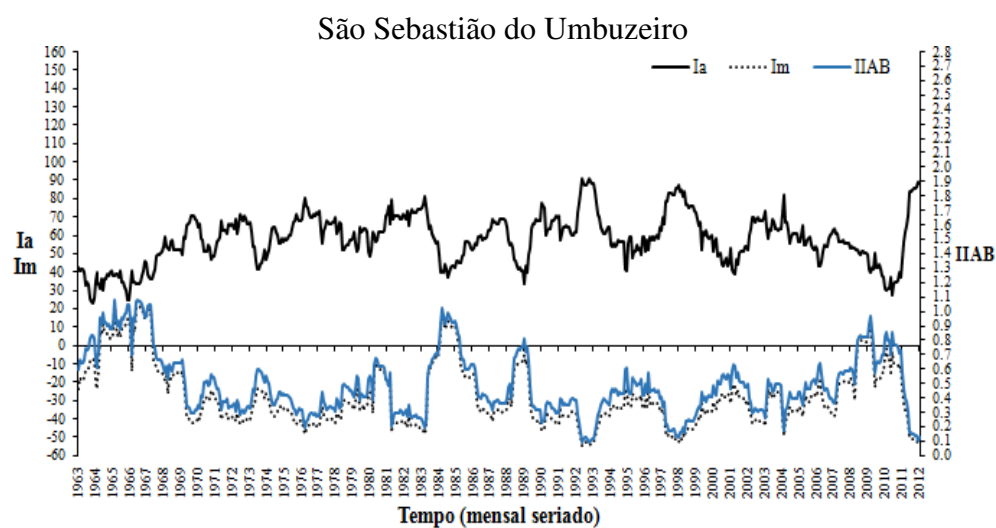


Pombal

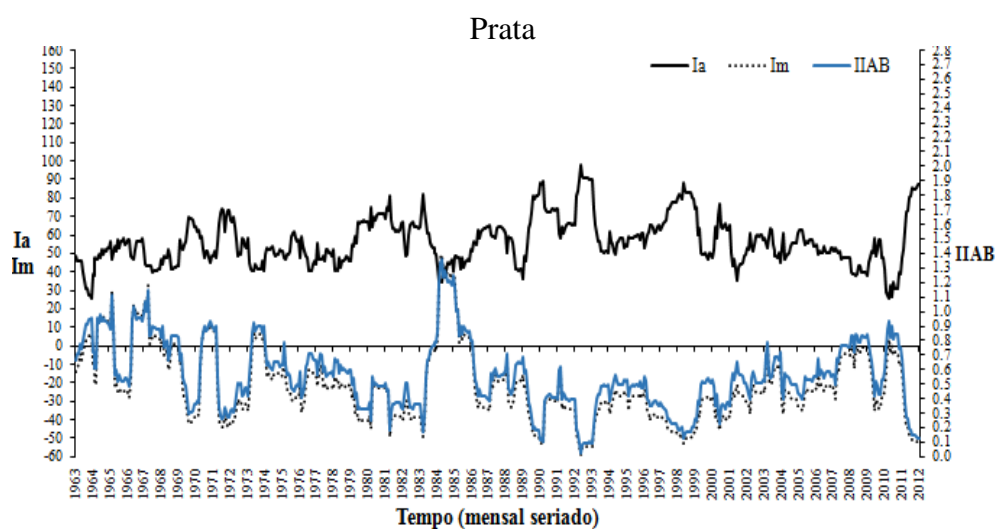


Santa Teresinha

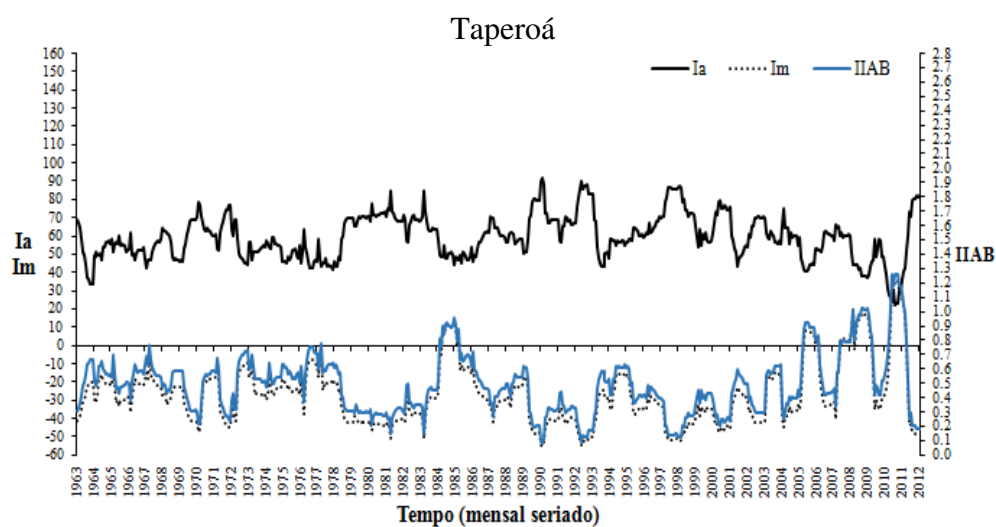




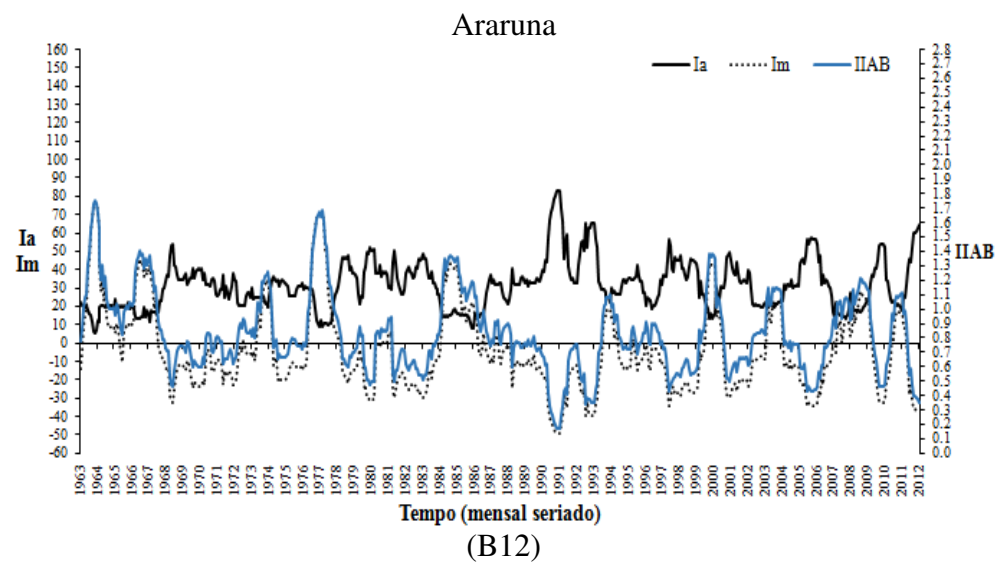
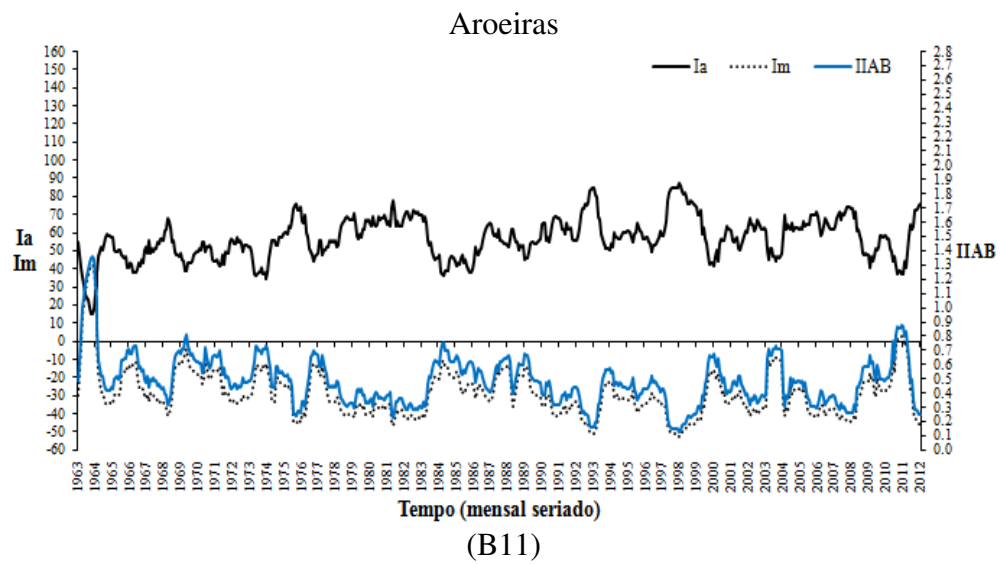
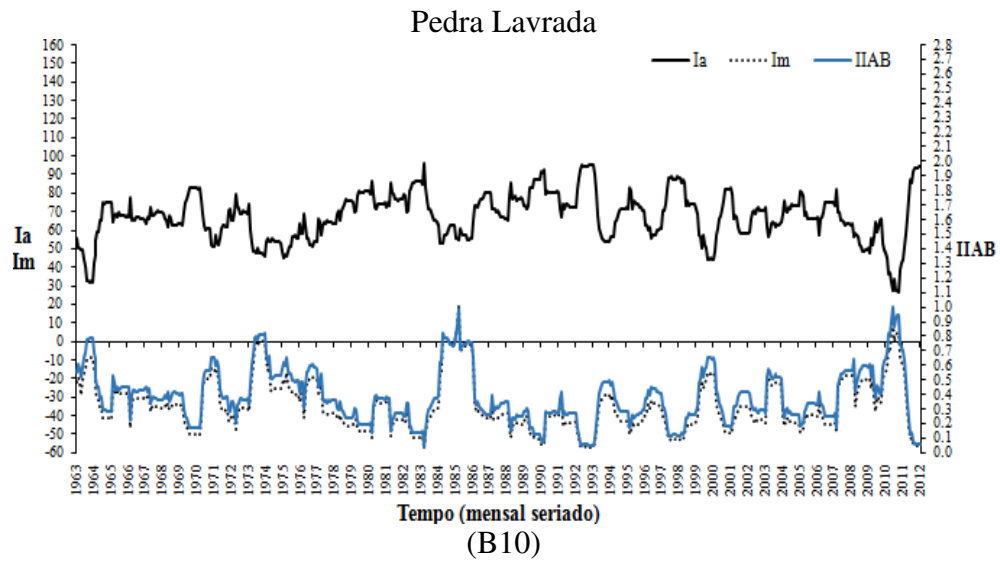
(B7)

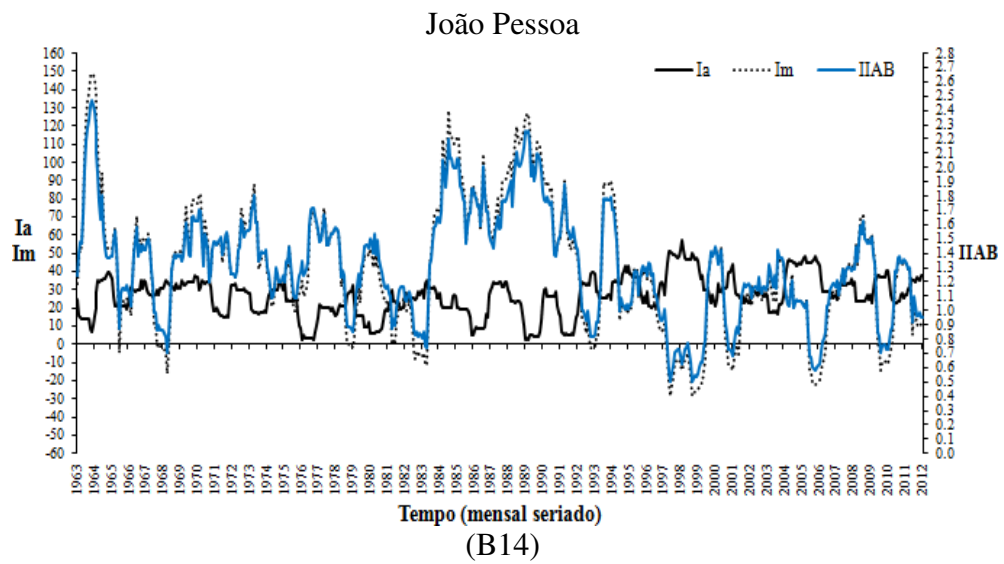
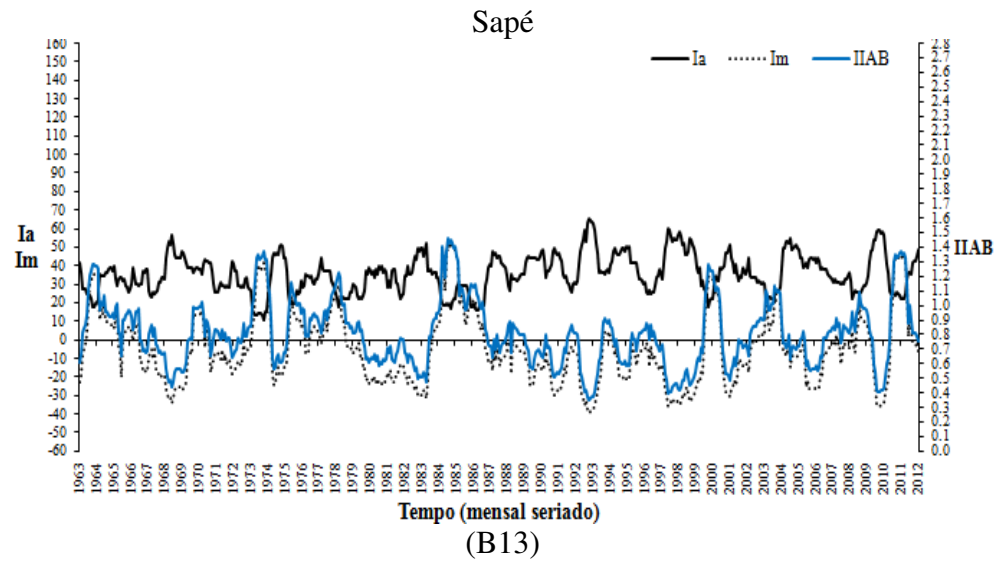


(B8)

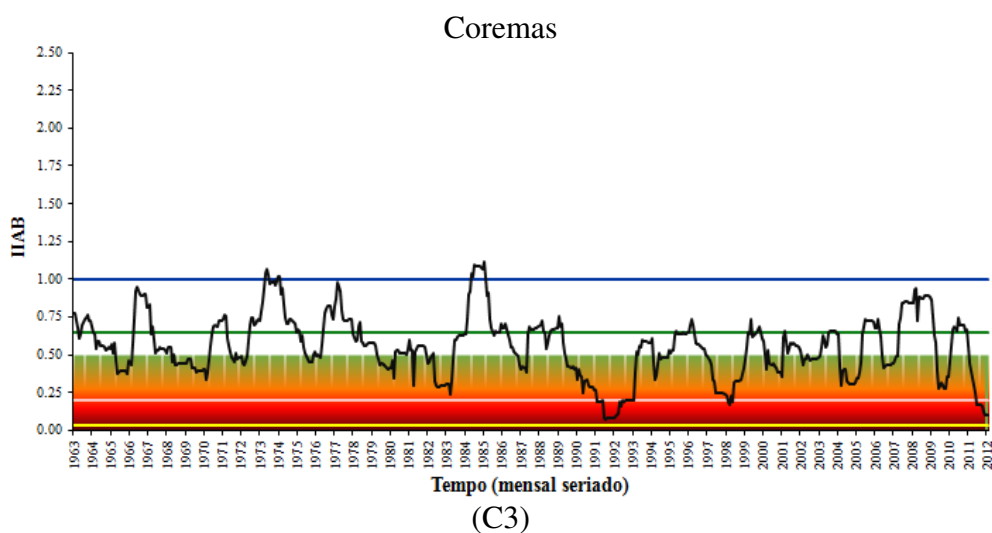
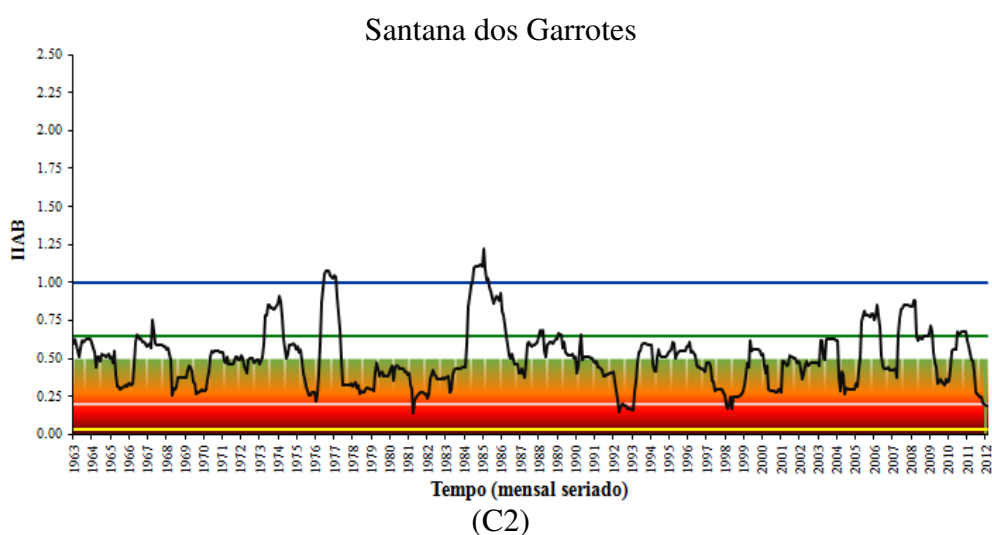
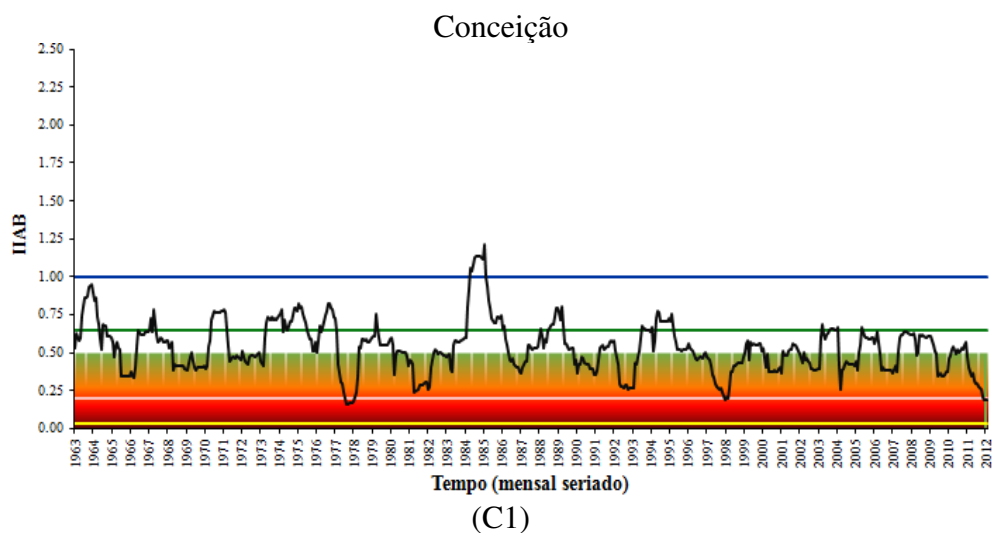


(B9)

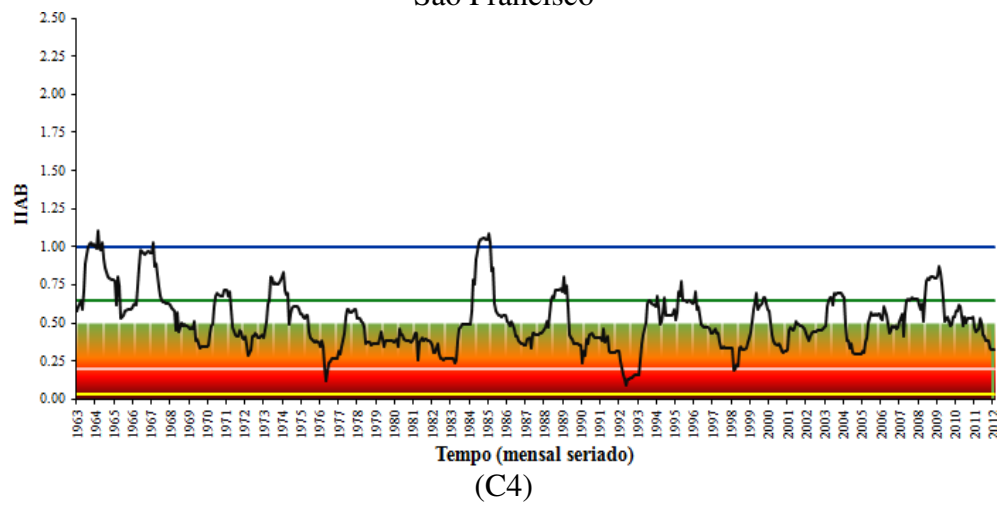




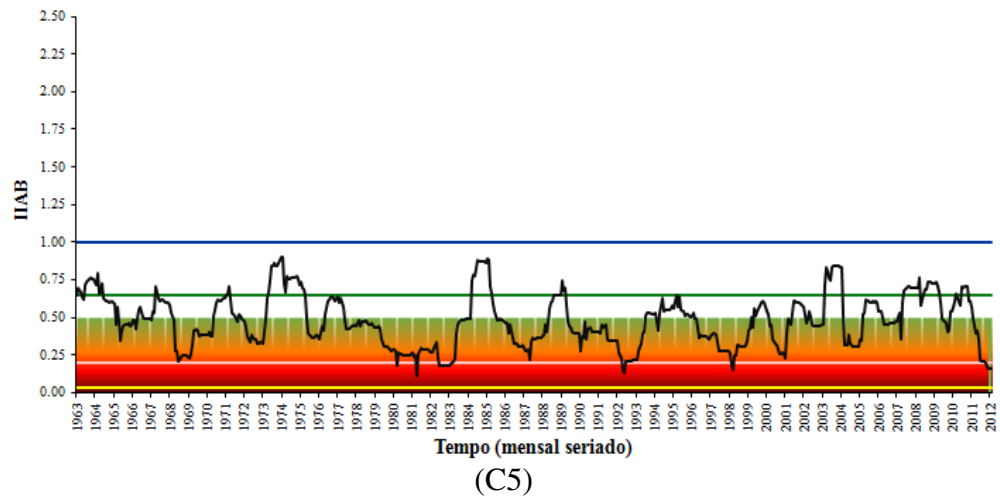
APÊNDICE C (1 a 14) - Classificação climática determinada pelo índice de aridez do UNEP (IIAB). As linhas horizontais indicam limite superior de cada categoria climática. $IIAB \leq 0,03$ =hiperárido; $0,03 < IIAB \leq 0,20$ =árido; $0,20 < IIAB \leq 0,50$ =semiárido; $0,50 < IIAB \leq 0,65$ =subúmido seco; $0,65 < IIAB \leq 1,00$ =subúmido úmido e $IIAB > 1,00$ =úmido.



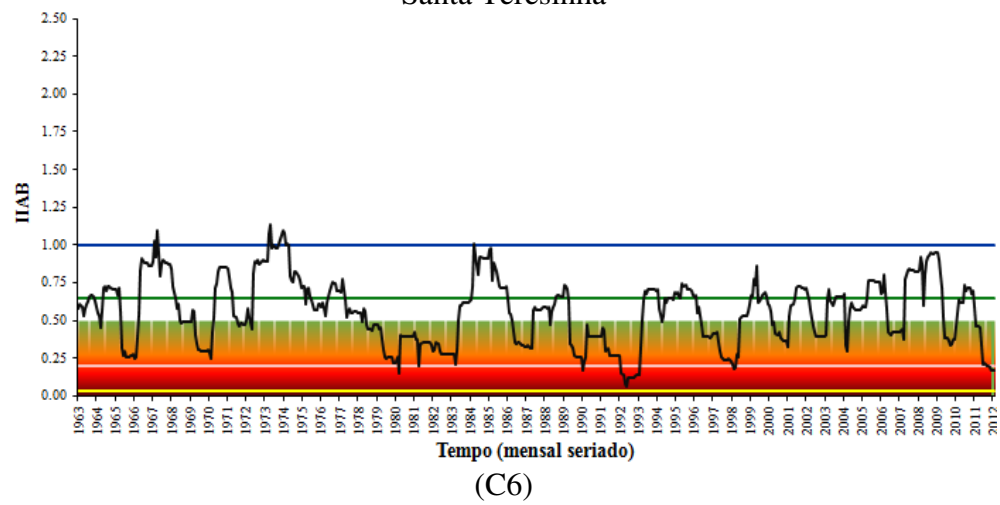
São Francisco



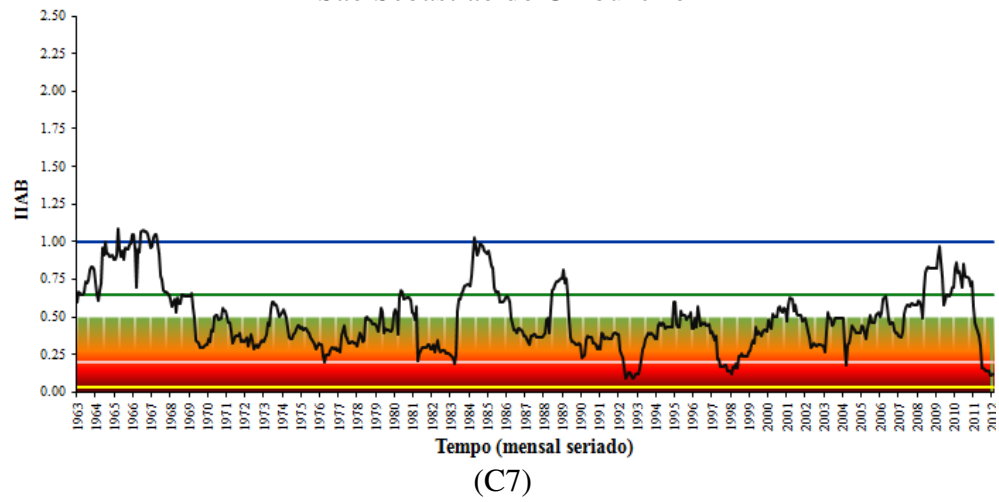
Pombal



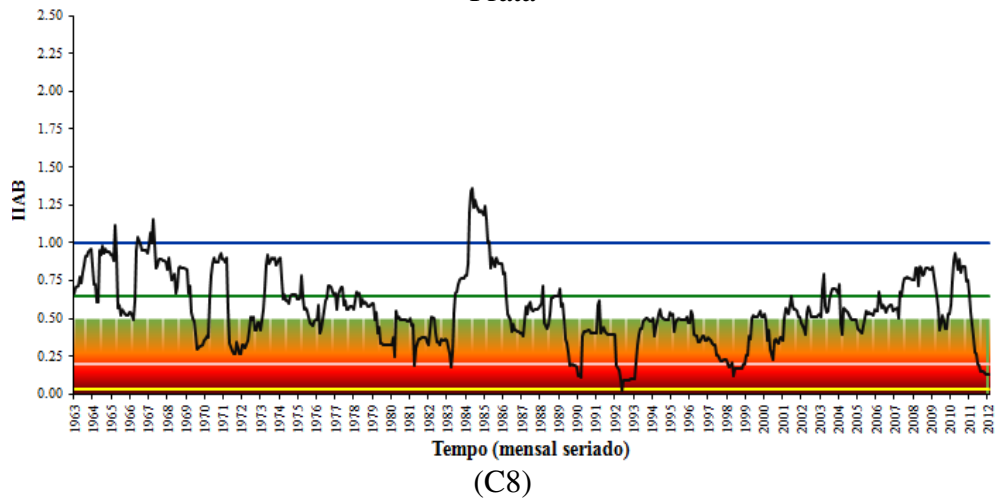
Santa Teresinha



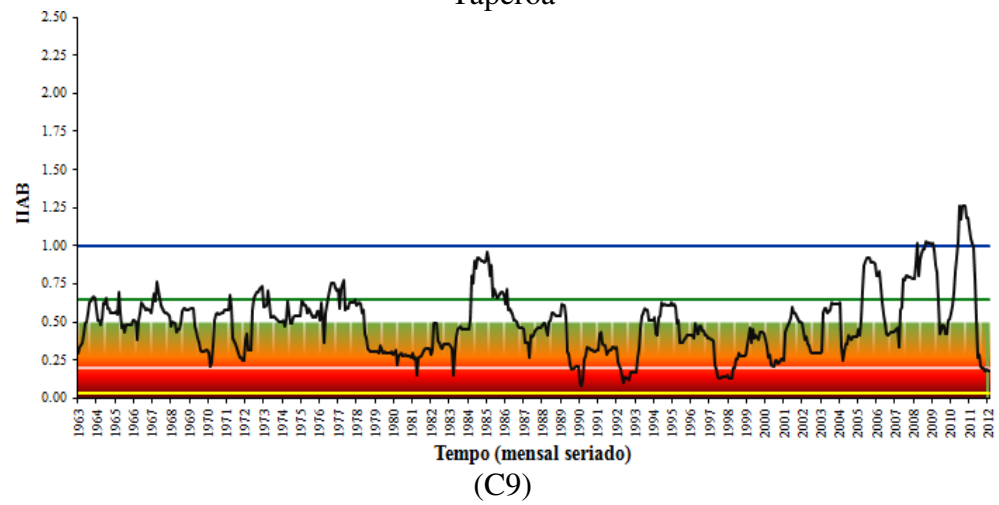
São Sebastião do Umbuzeiro



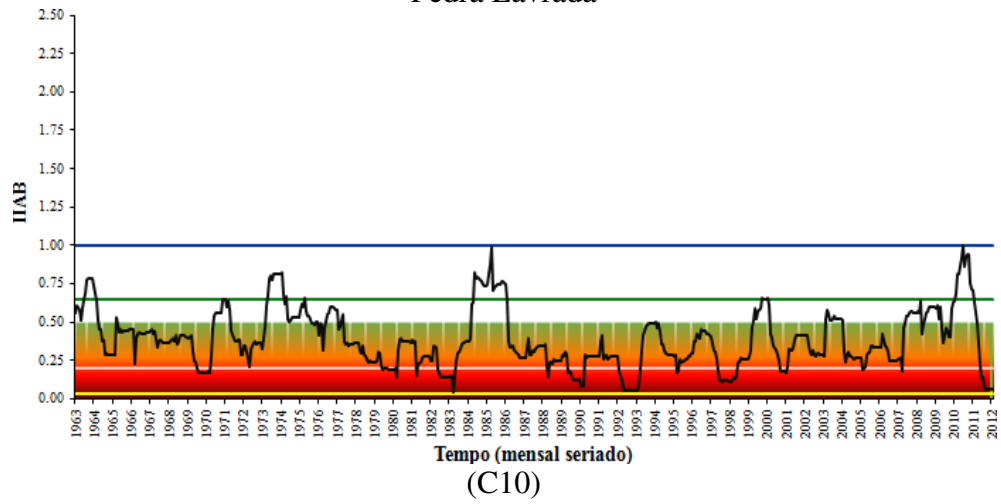
Prata



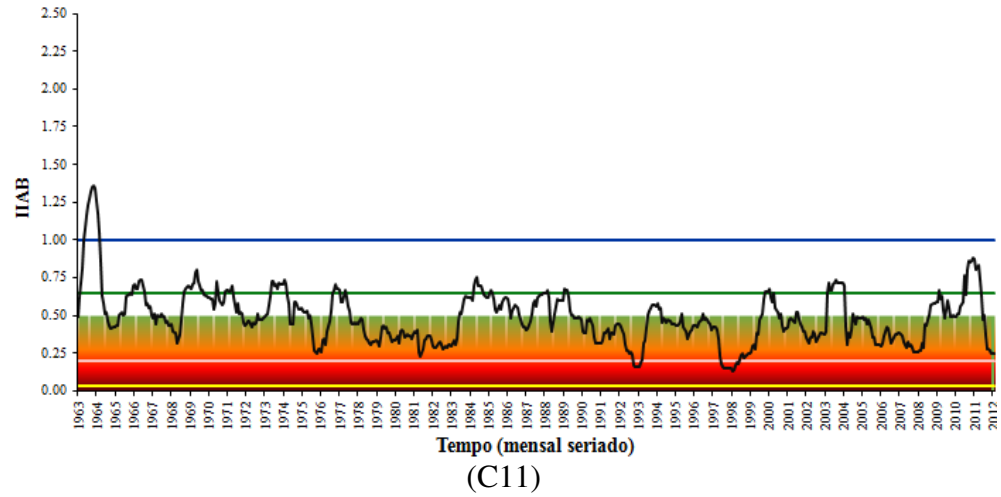
Taperoá



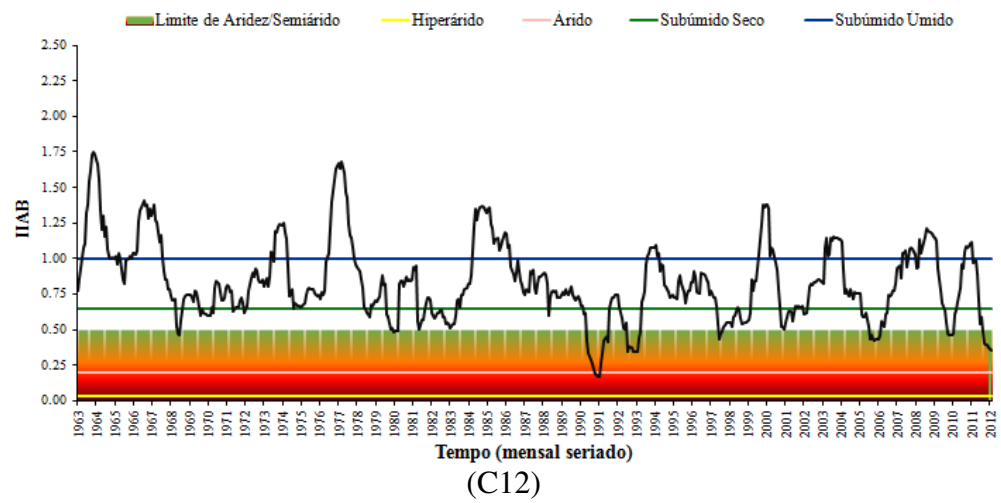
Pedra Lavrada



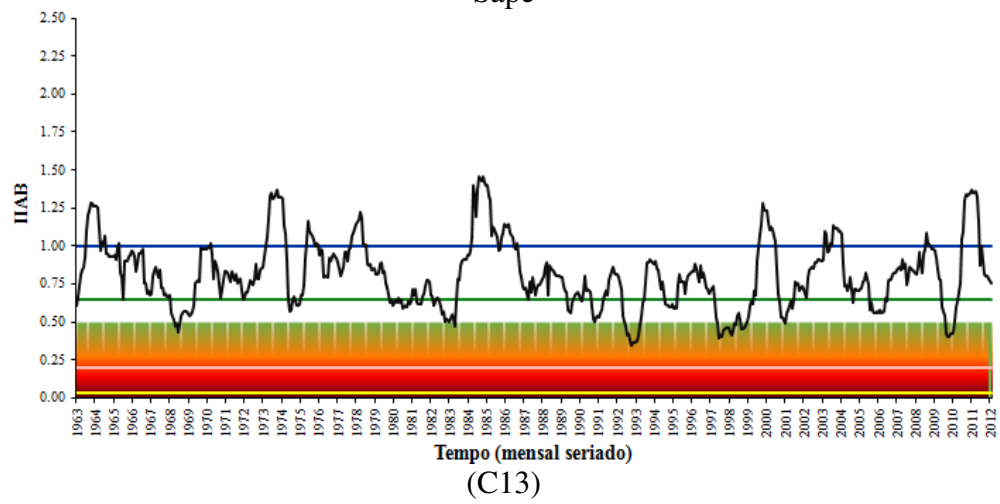
Aroeiras



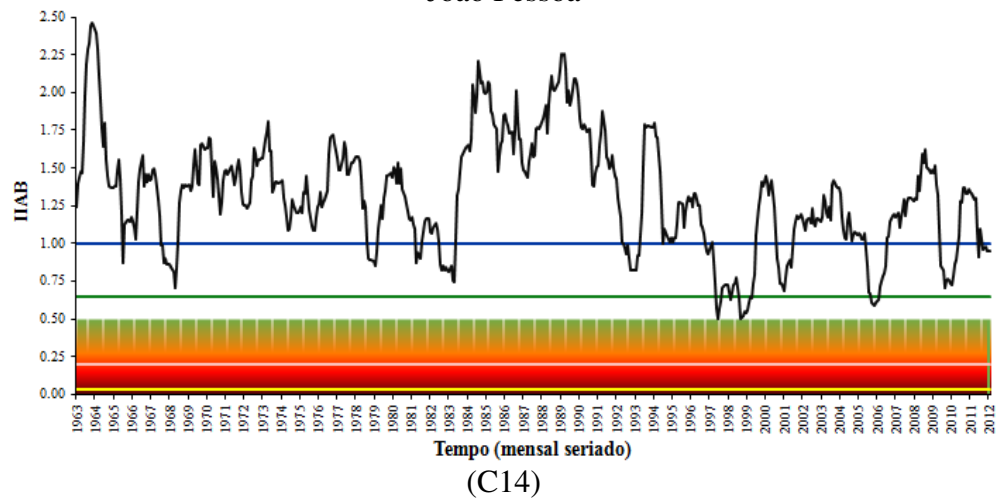
Araruna



Sapé



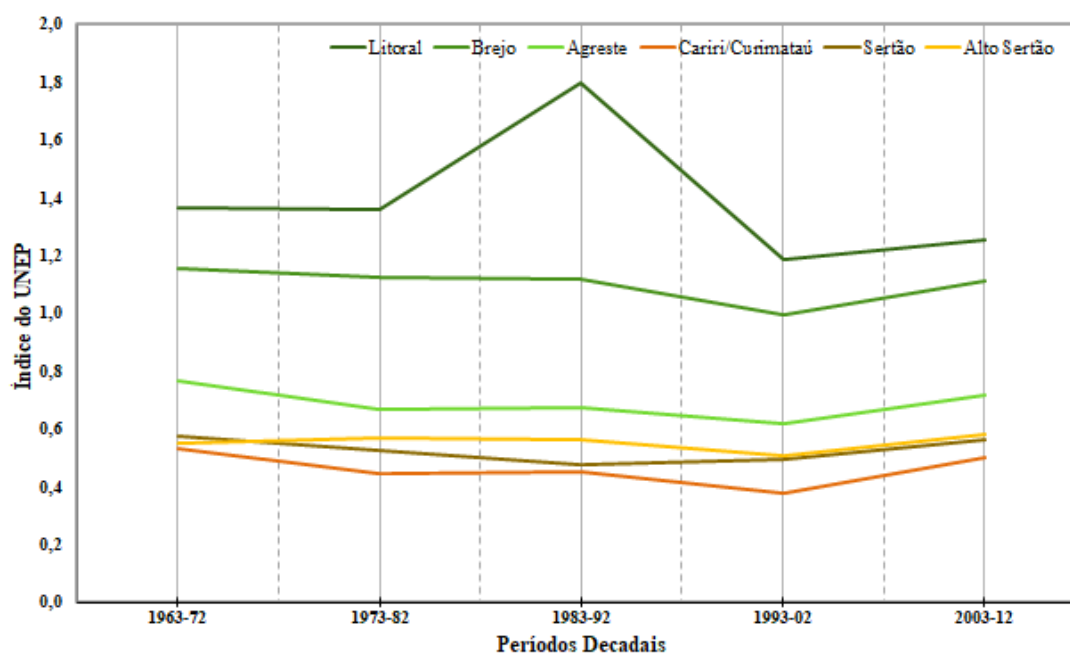
João Pessoa



APÊNDICE D (1 e 2) - Índice de aridez do UNEP calculado pra regiões pluviometricamente homogêneas em períodos decendiais: (1) Tabela de resultados e (2) Disposição gráfica.

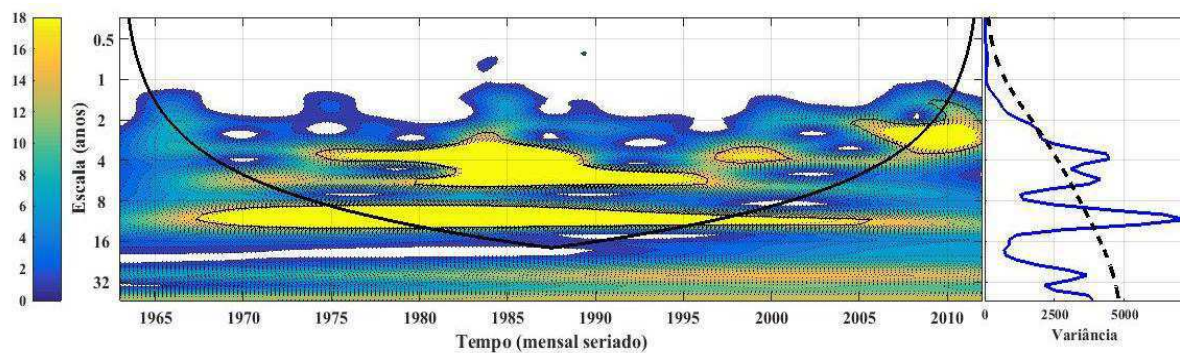
Regiões	Períodos				
	1963-72	1973-82	1983-92	1993-02	2003-12
Alto Sertão	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6
Sertão	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6
Cariri/Curimataú	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5
Agreste	0,8	0,7	0,7	0,6	0,7
Brejo	1,2	1,1	1,1	1,0	1,1
Litoral	1,4	1,4	1,8	1,2	1,3

(D1)

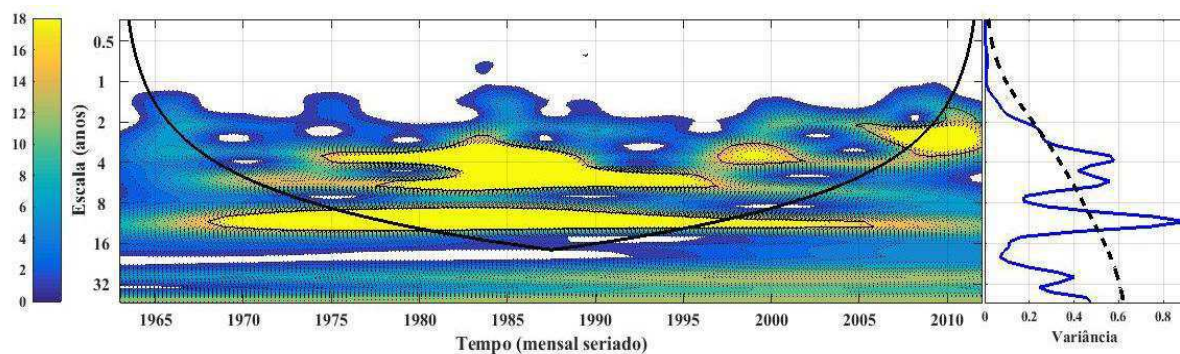


(D2)

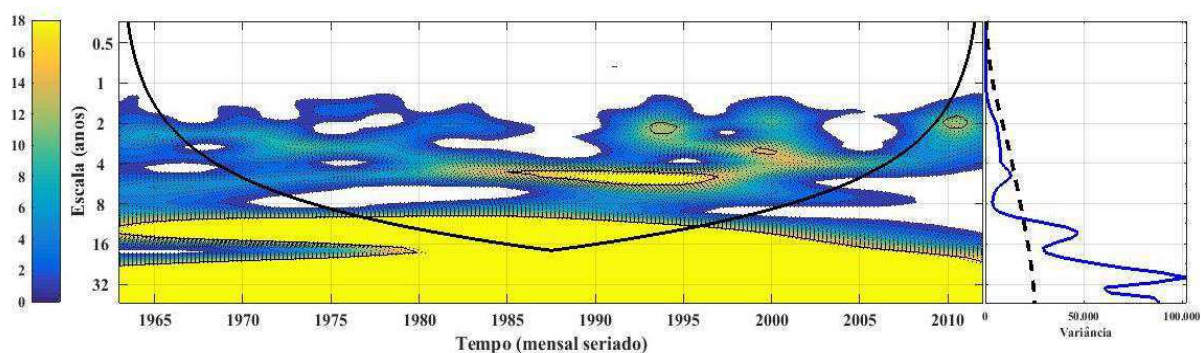
APÊNDICE E (1 a 4) - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (esquerda), espectro global de ondaletas GWS (direita) para (1) I_m e (2) IIAB, em Cajazeiras; (3) I_m e (4) IIAB, em Alhandra. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística (valor $p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% (valor $p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.



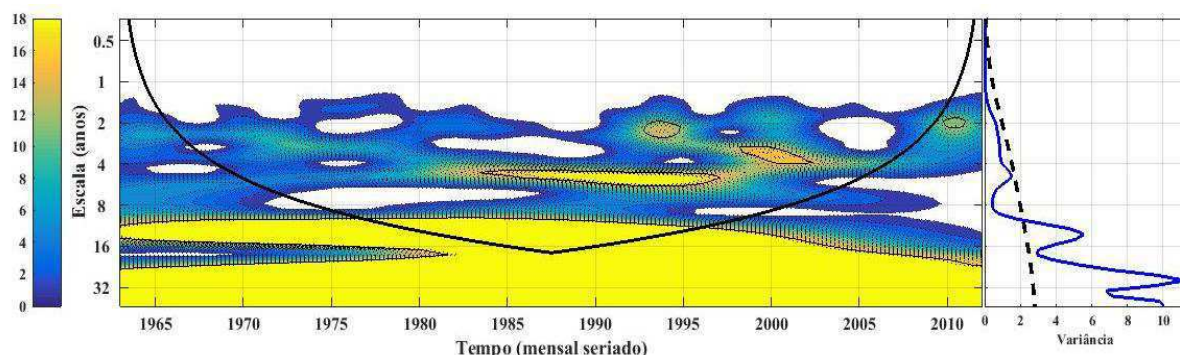
(E1)



(E2)

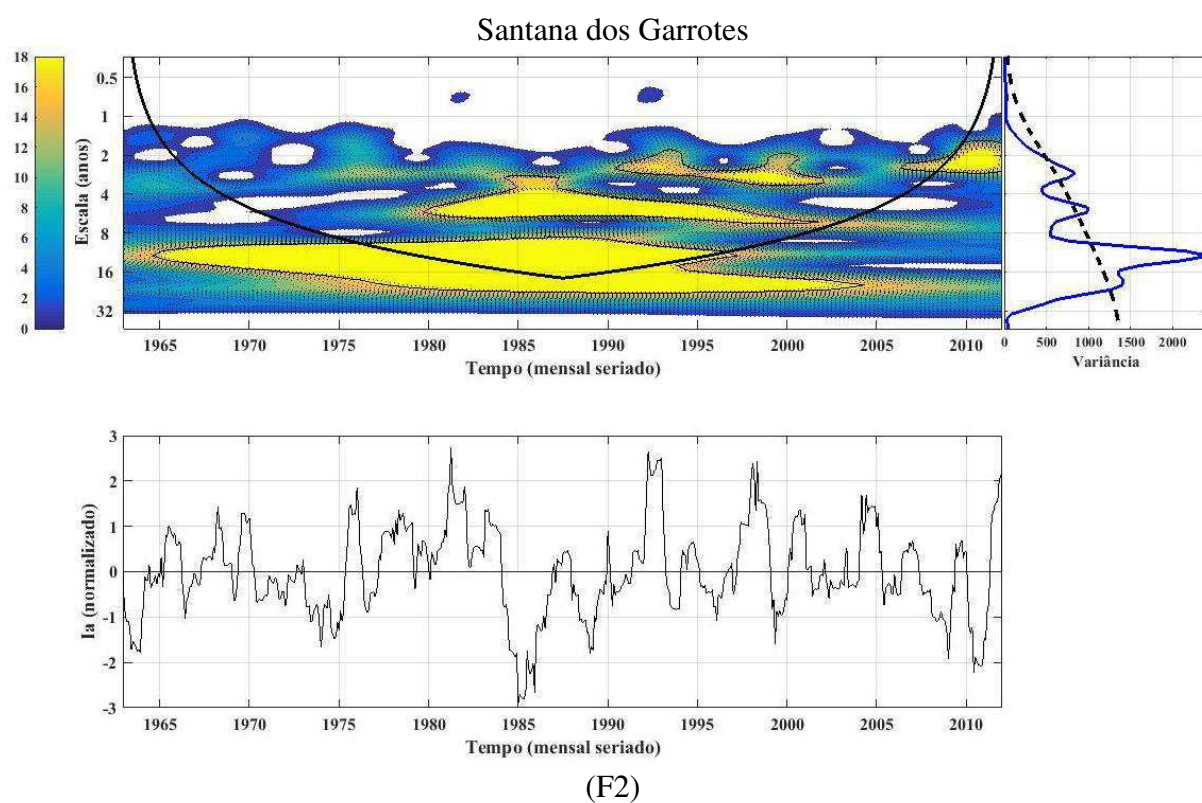
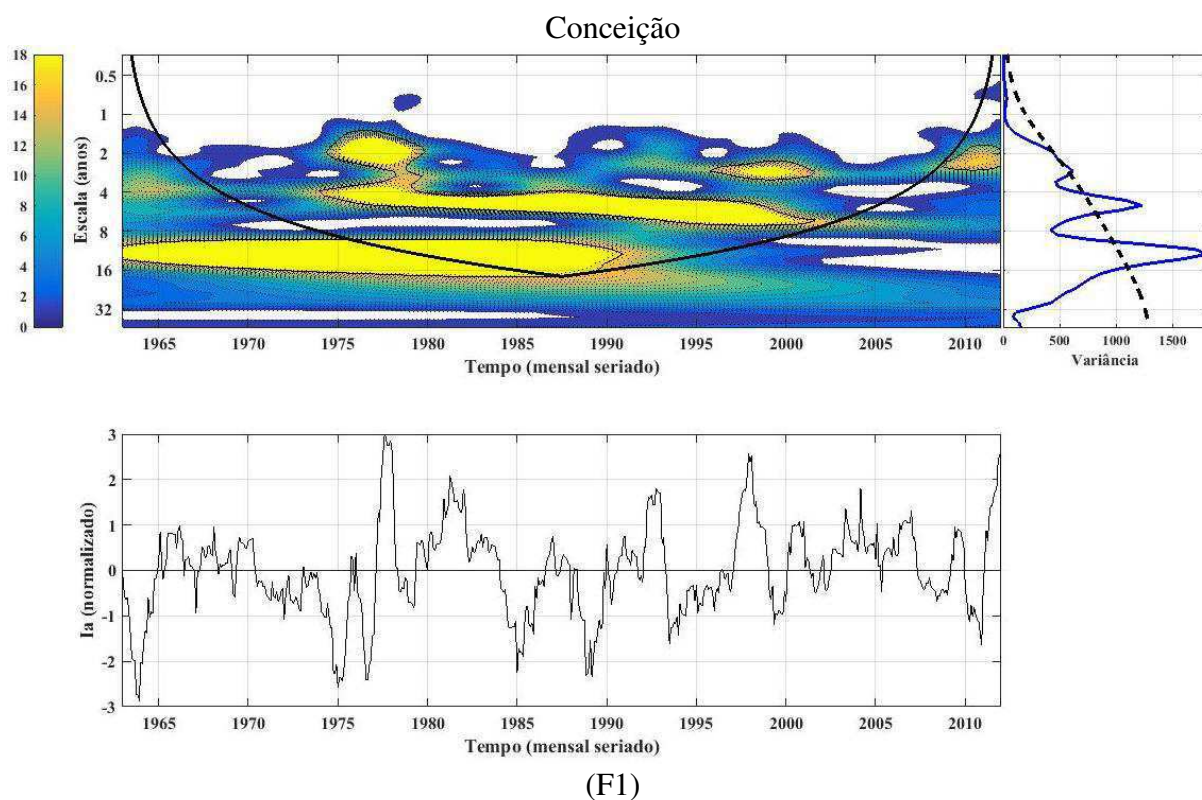


(E3)

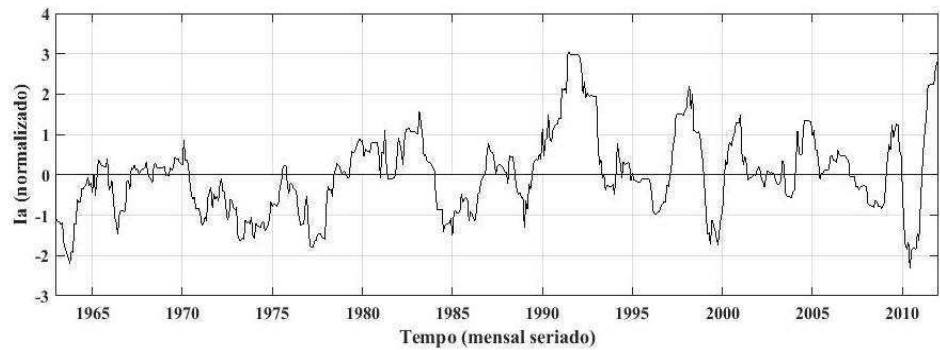
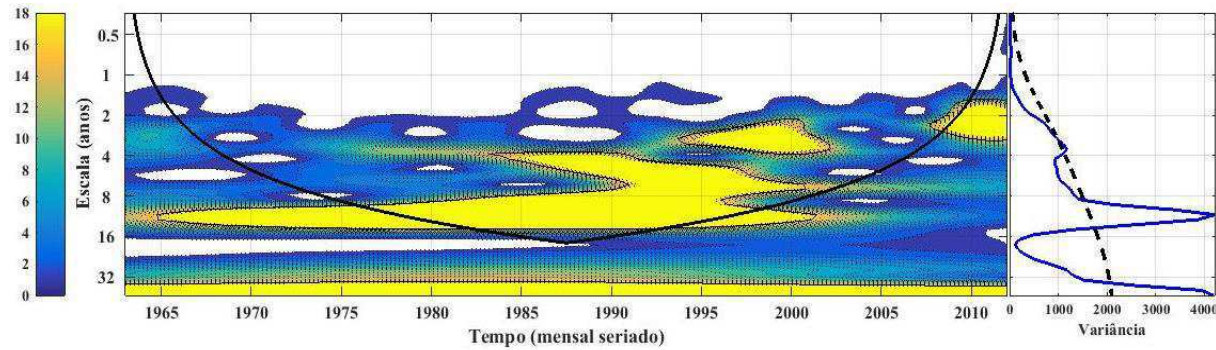


(E4)

APÊNDICE F (1 a 14) - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice de precipitação normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para I_a . A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística (valor $p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% (valor $p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

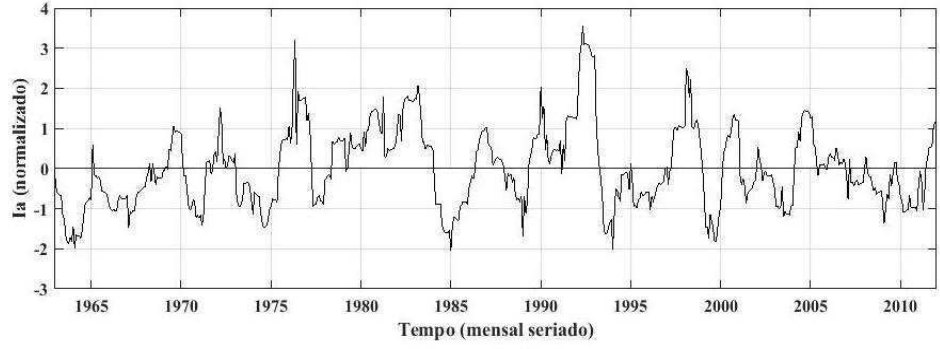
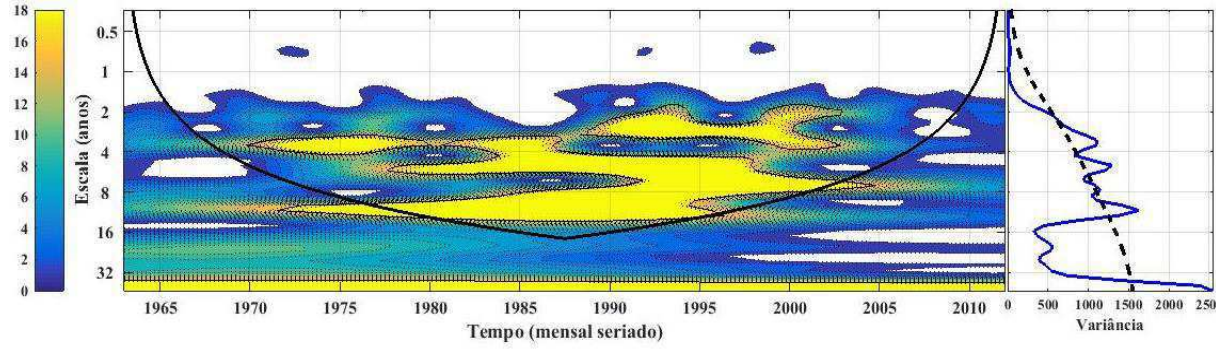


Coremas



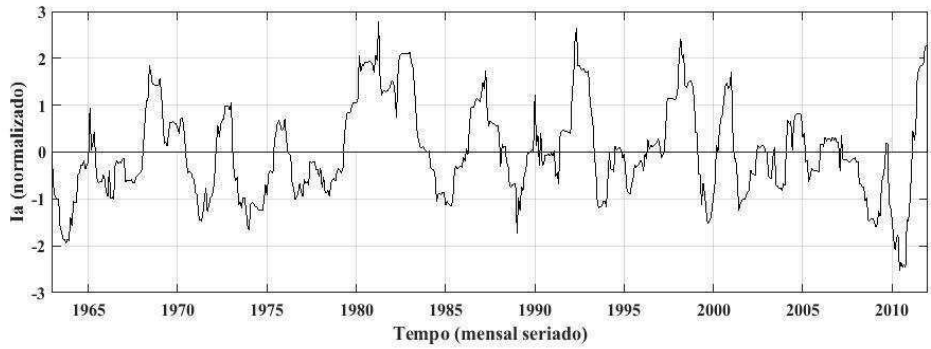
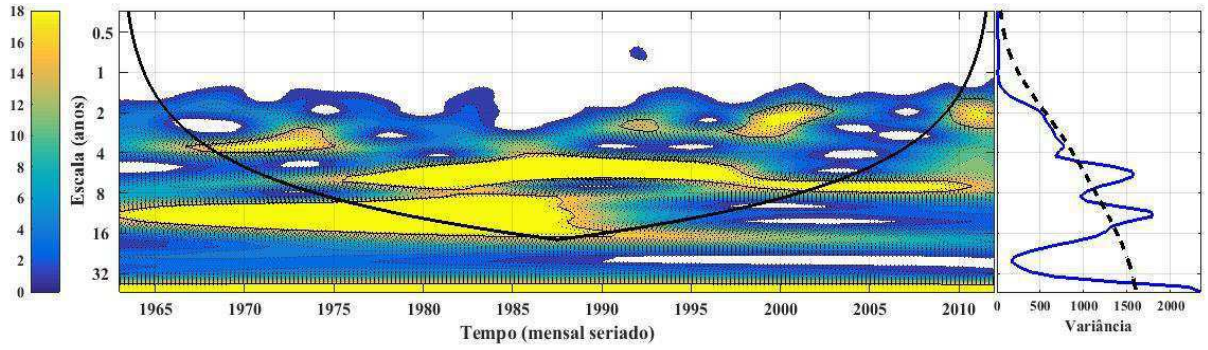
(F3)

São Francisco



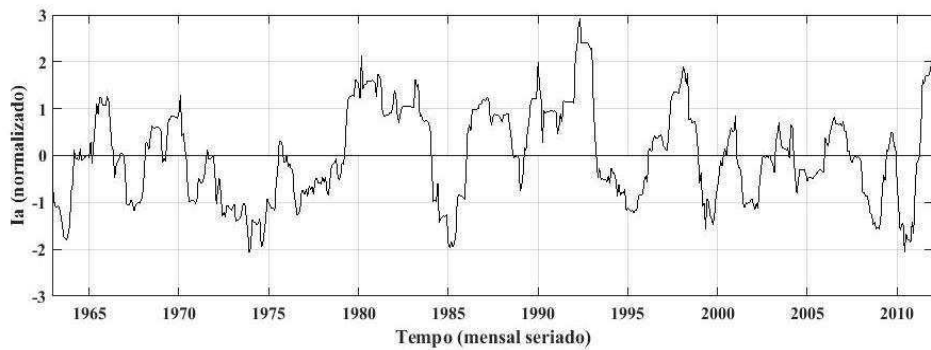
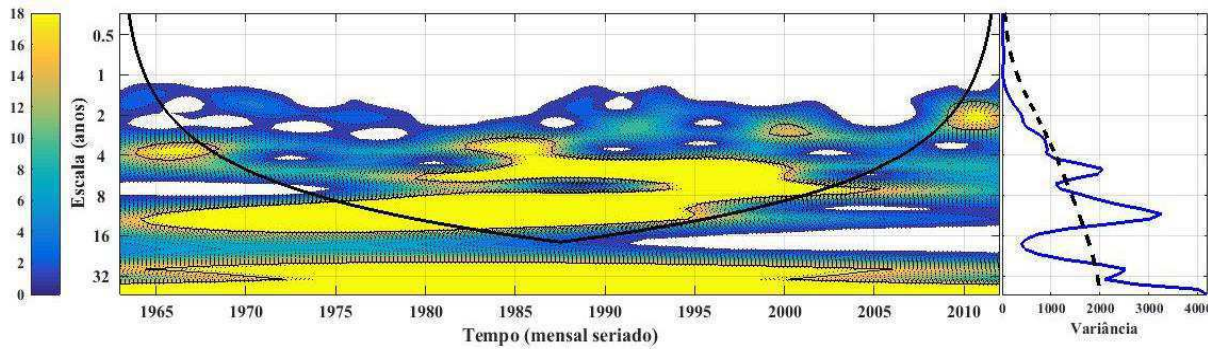
(F4)

Pombal



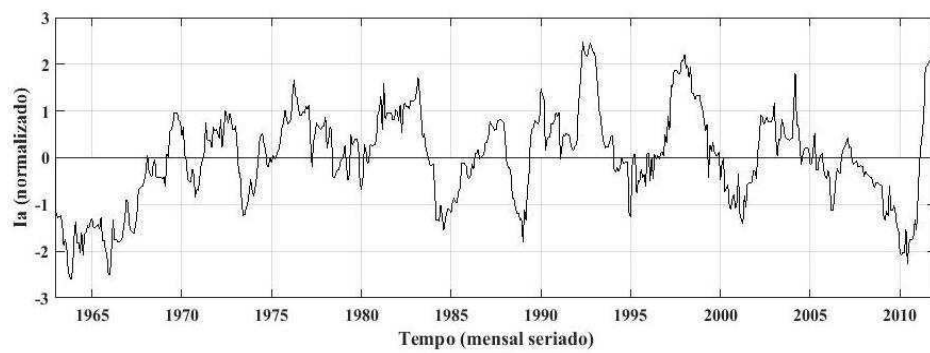
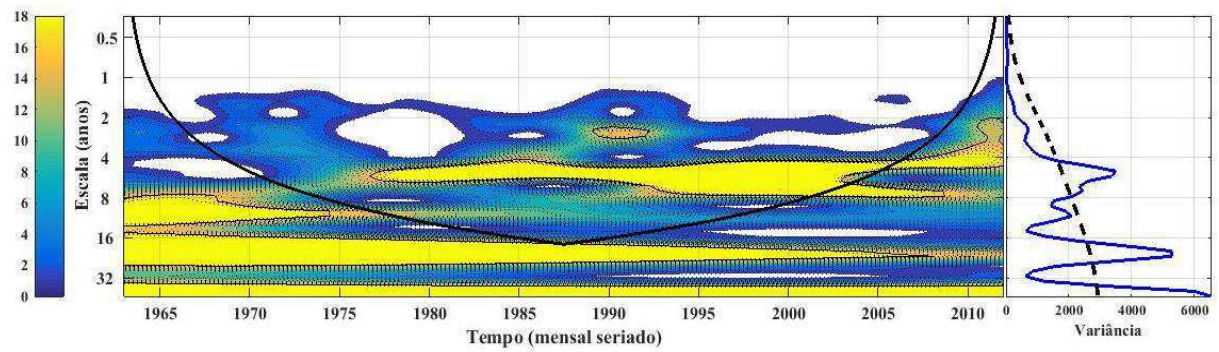
(F5)

Santa Teresinha



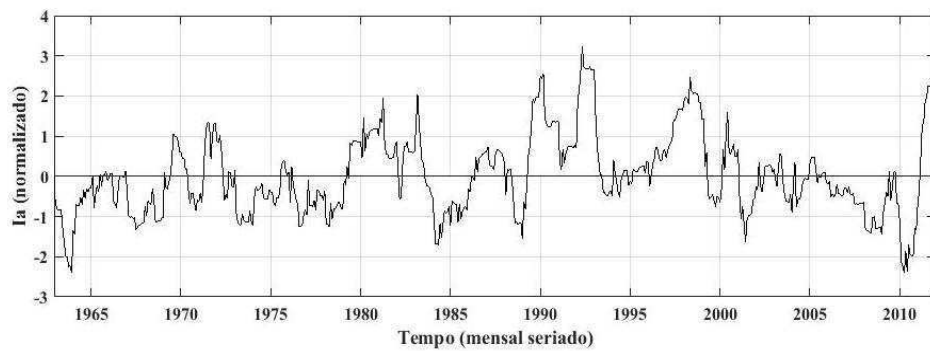
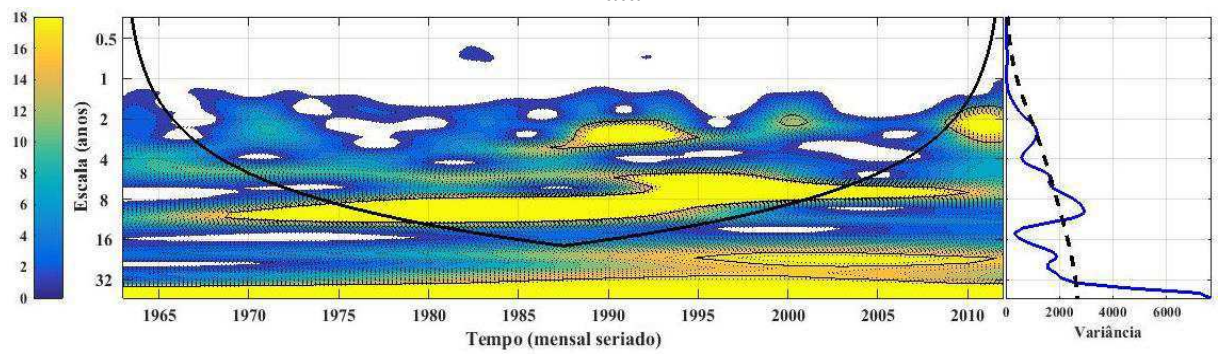
(F6)

São Sebastião do Umbuzeiro

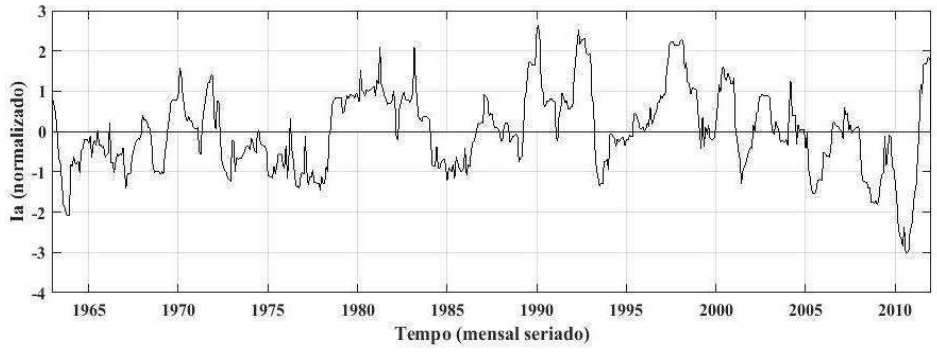
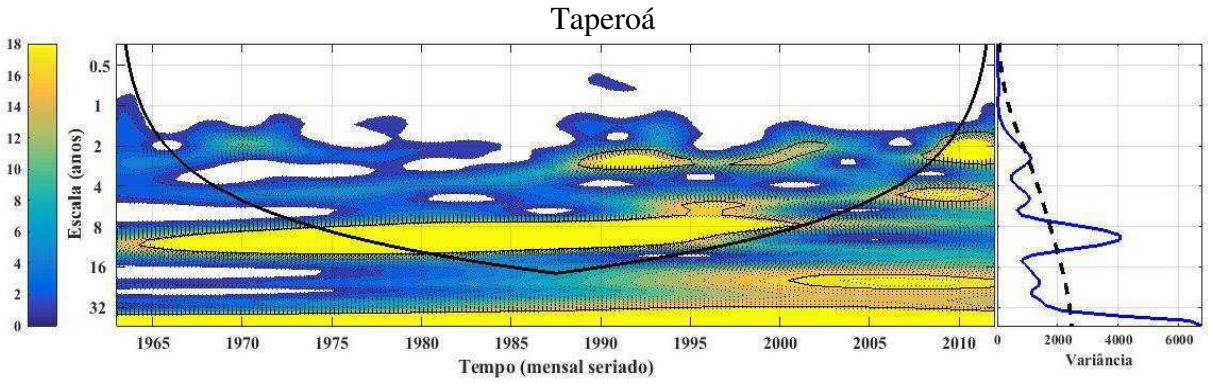


(F7)

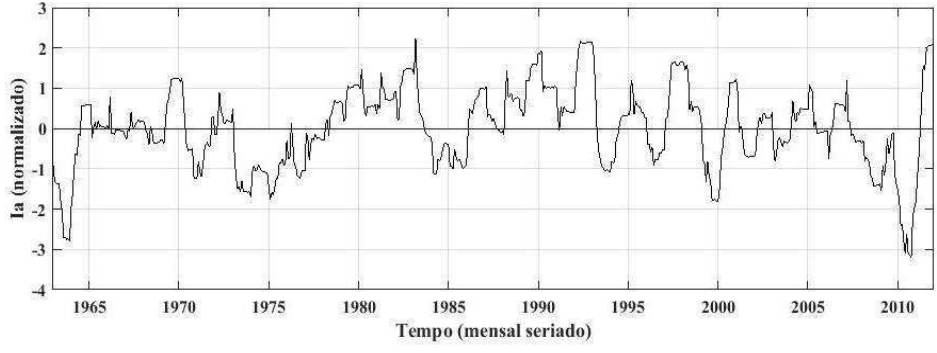
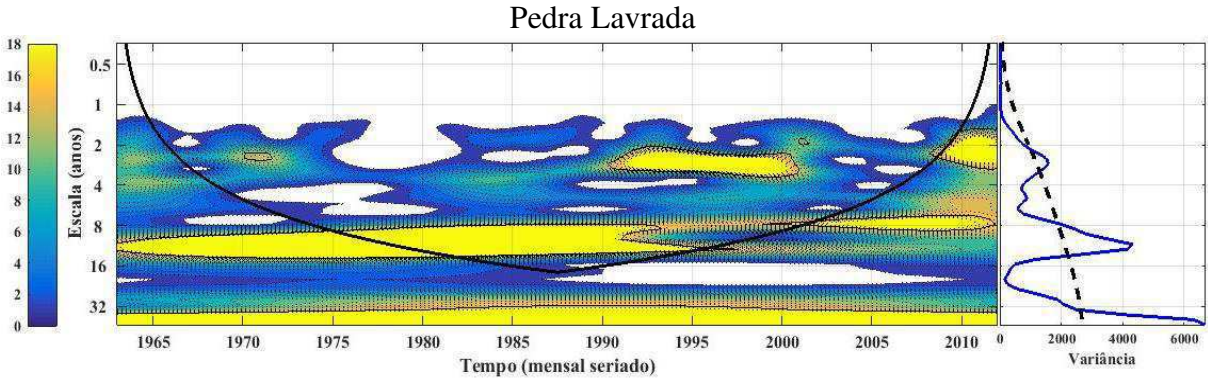
Prata



(F8)

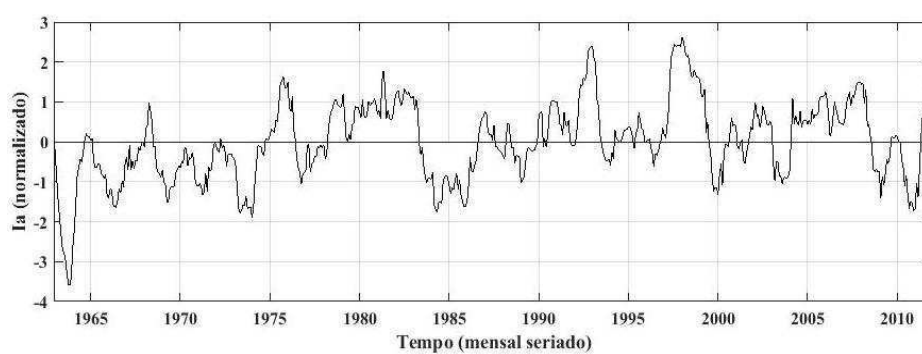
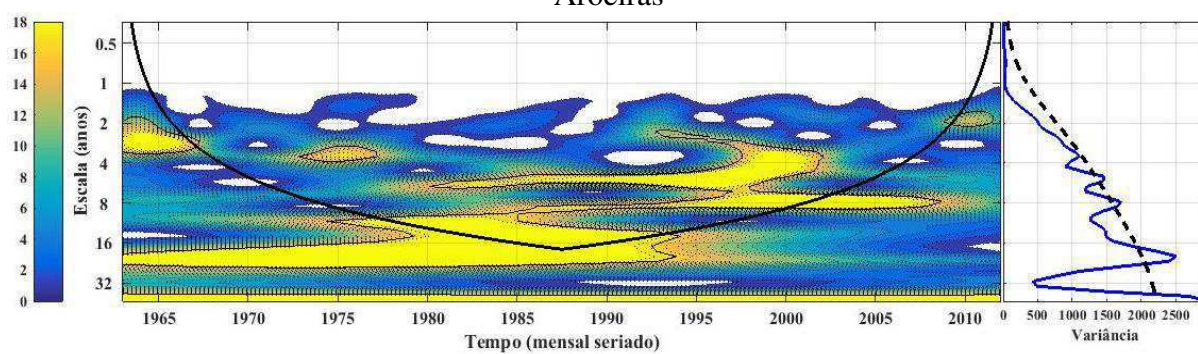


(F9)



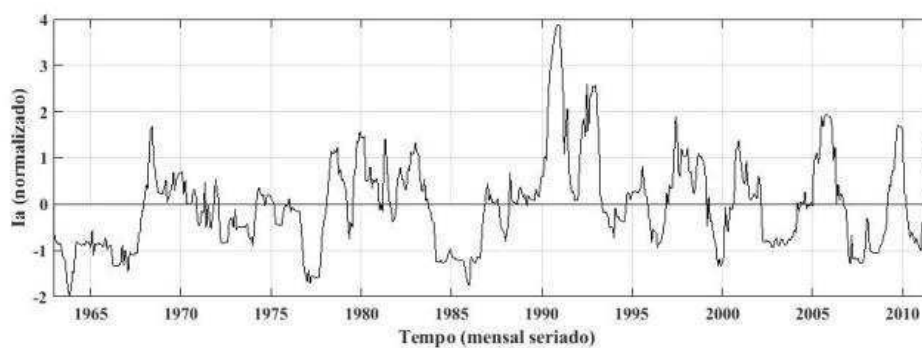
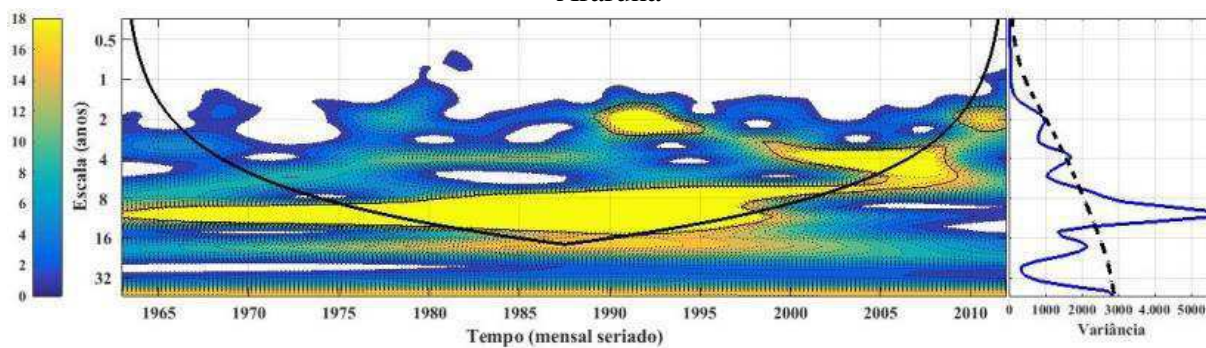
(F10)

Aroeiras



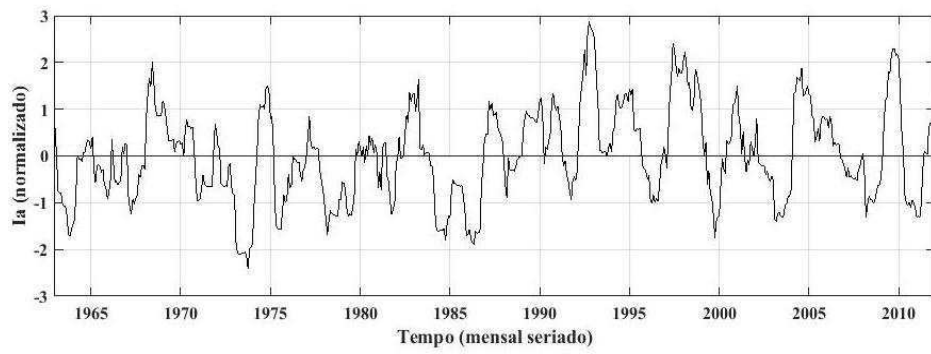
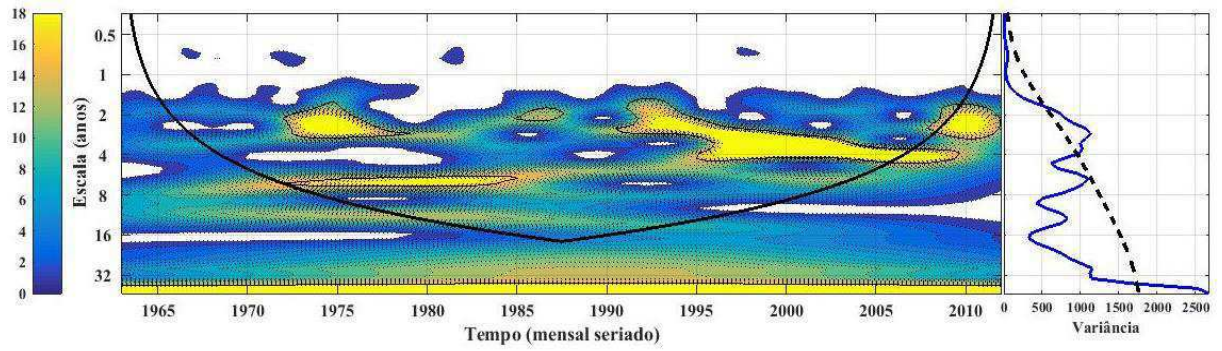
(F11)

Araruna



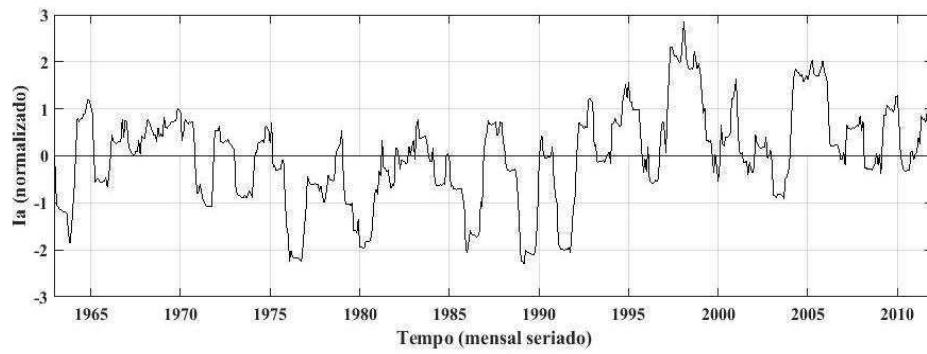
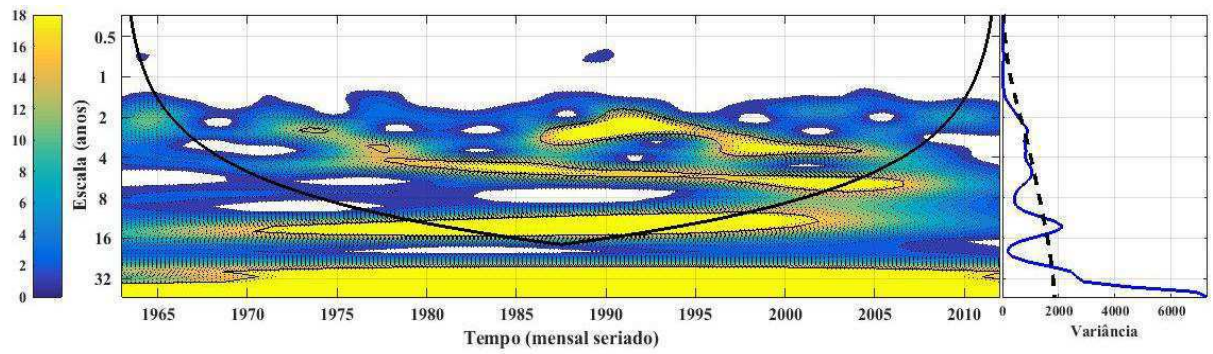
(F12)

Sapé



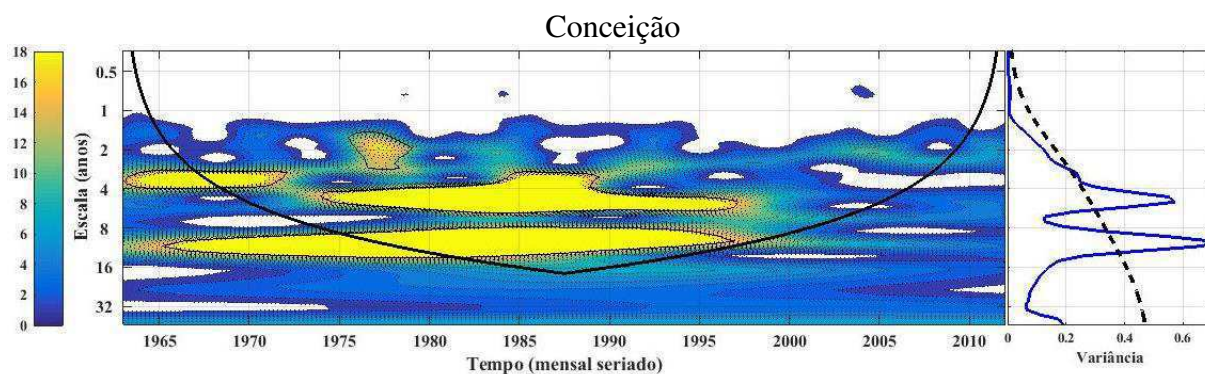
(F13)

João Pessoa

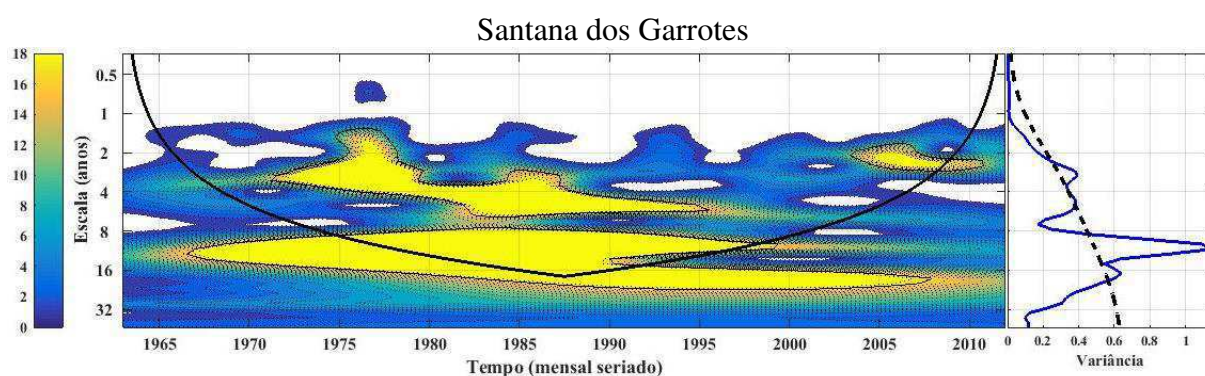


(F14)

APÊNDICE G (1 a 14) - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (acima à esquerda), espectro global de ondaletas GWS (acima à direita) e índice de precipitação normalizado pelo desvio padrão (abaixo) para o índice de aridez do UNEP. A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.

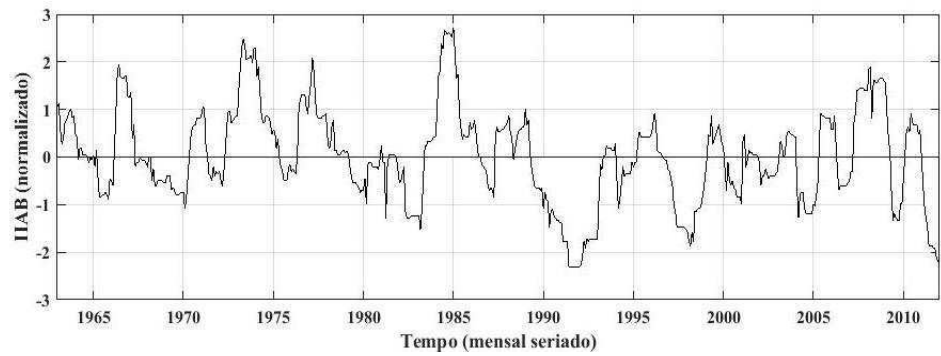
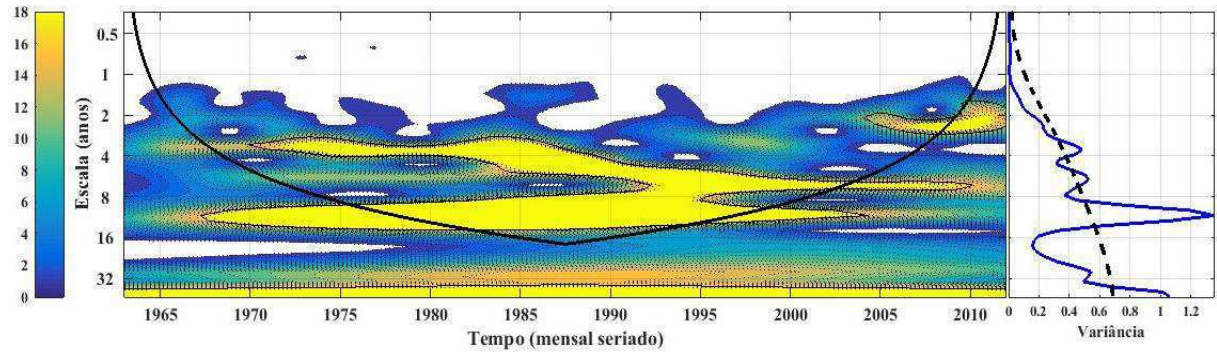


(G1)



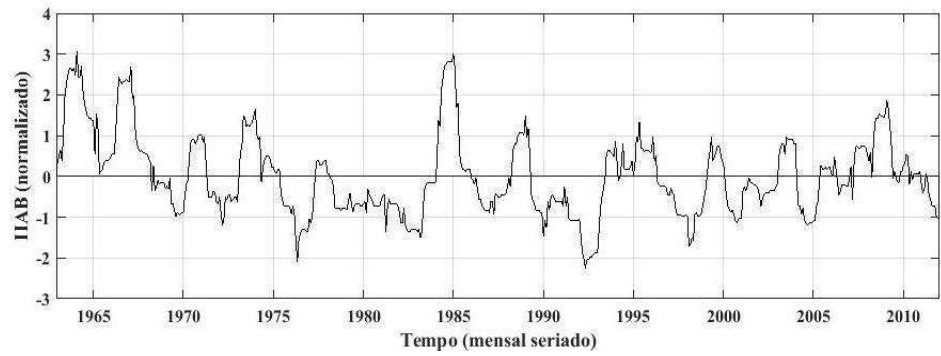
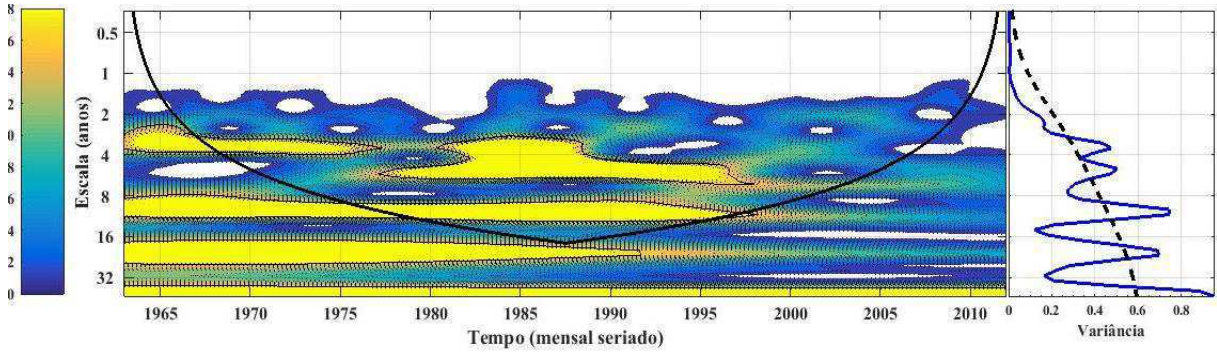
(G2)

Coremas



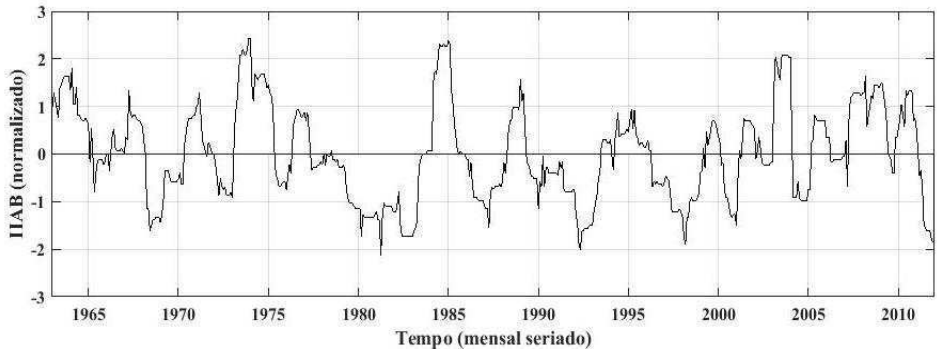
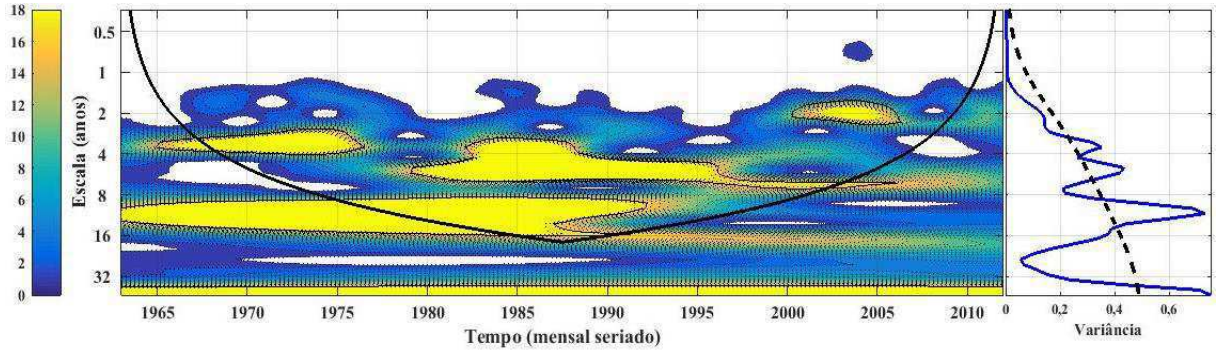
(G3)

São Francisco



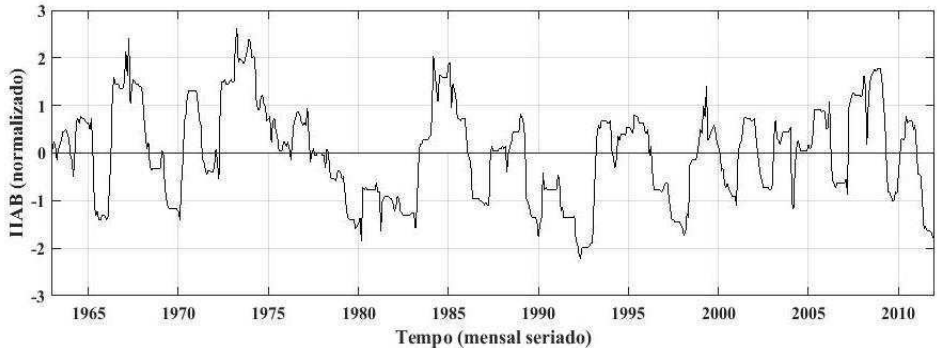
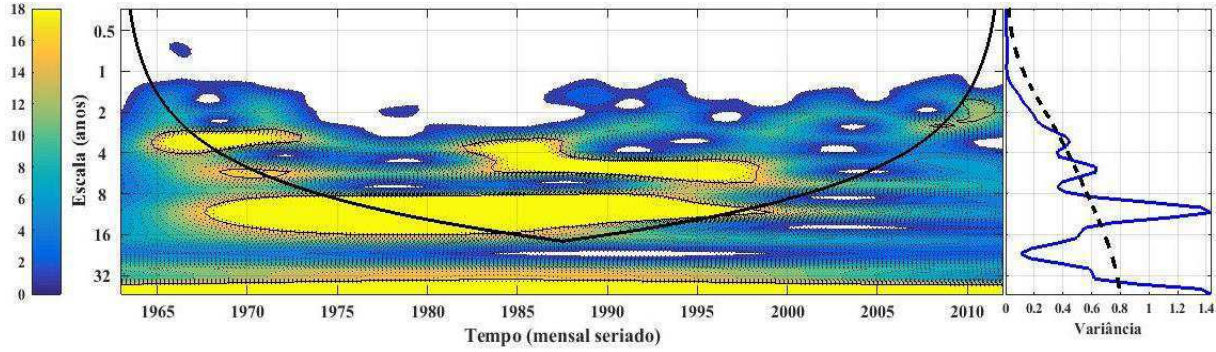
(G4)

Pombal

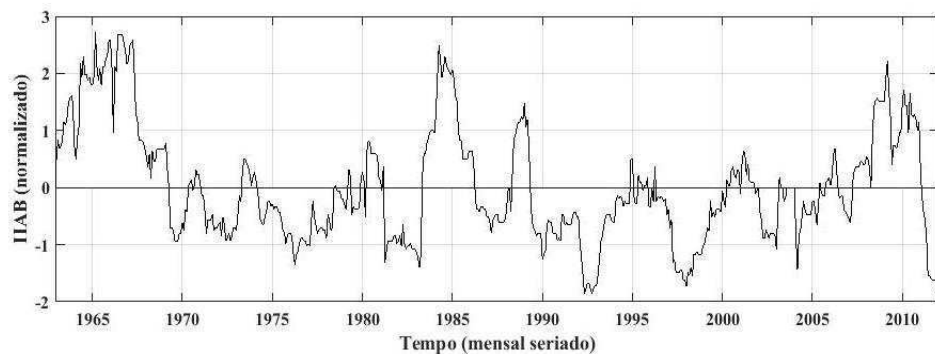
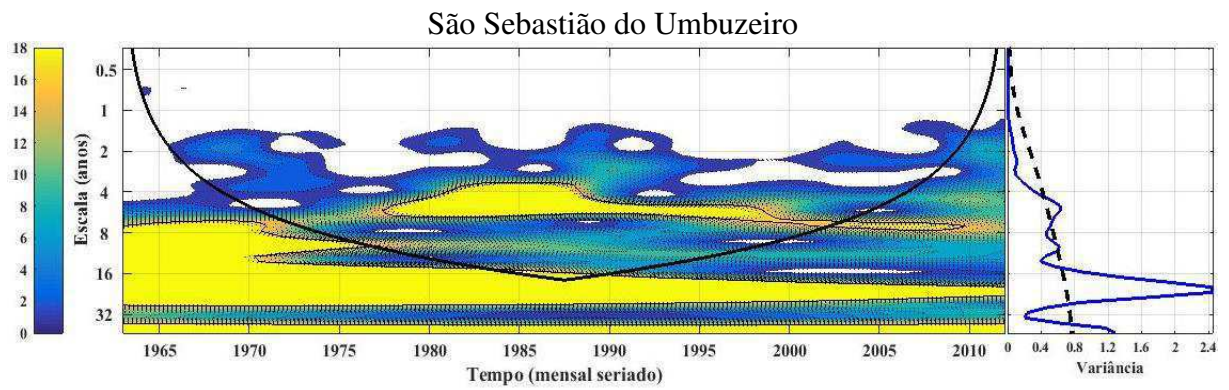


(G5)

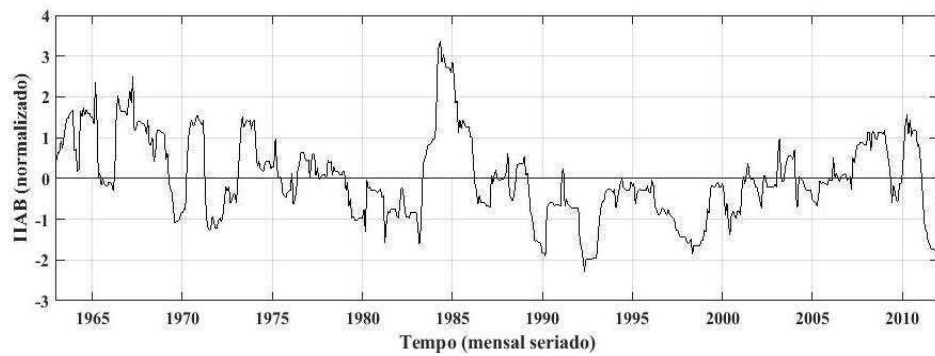
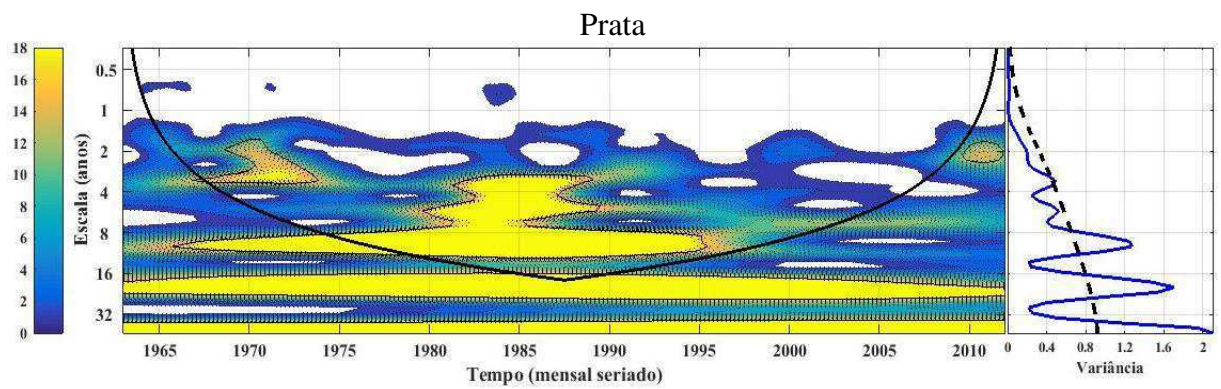
Santa Teresinha



(G6)

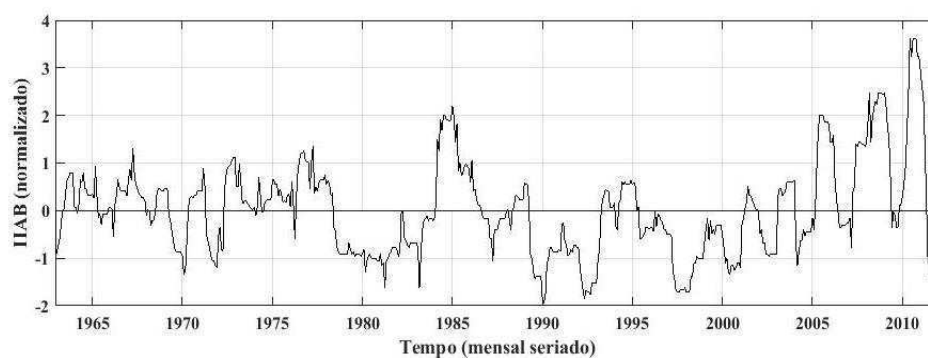
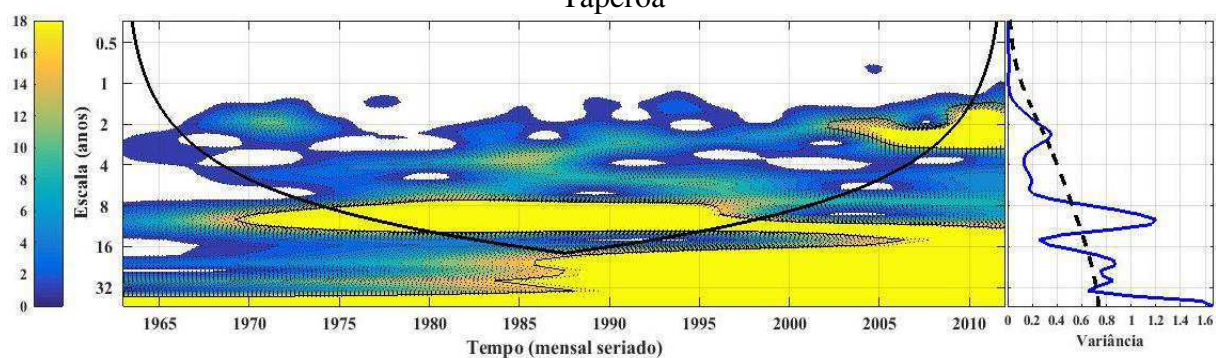


(G7)



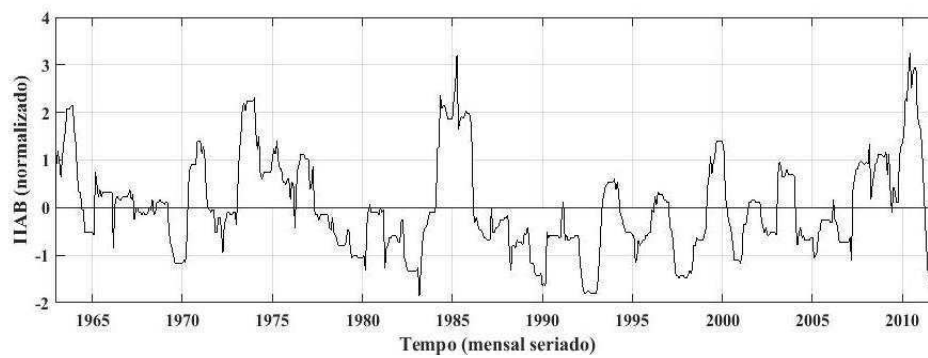
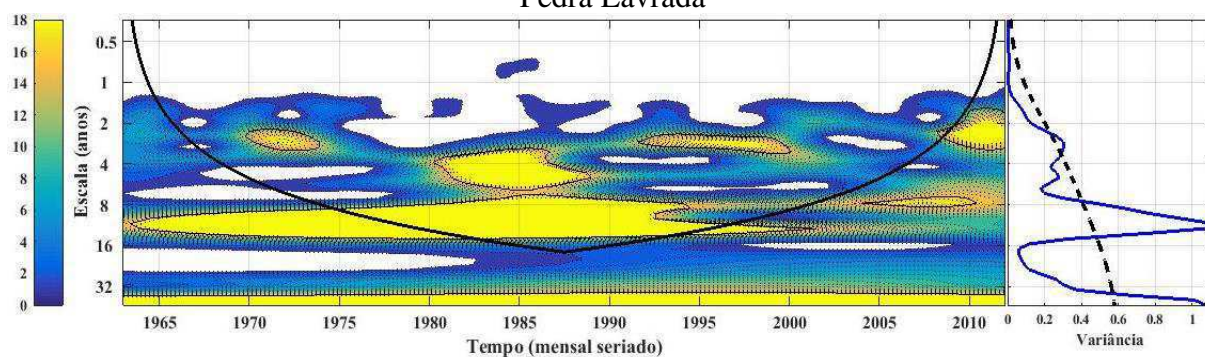
(G8)

Taperoá



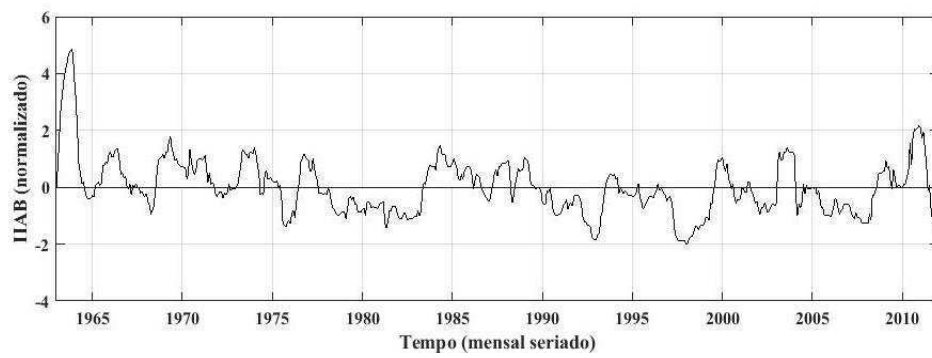
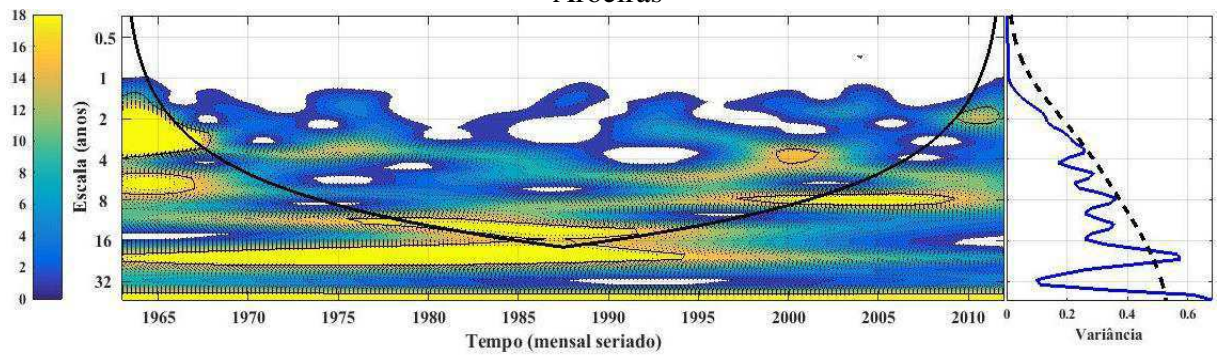
(G9)

Pedra Lavrada



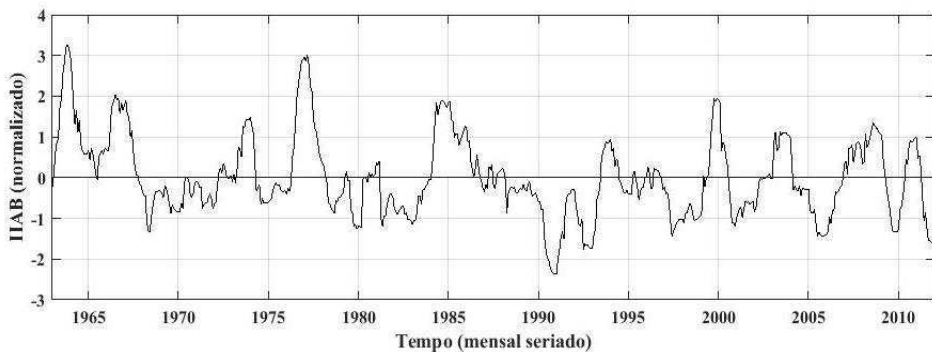
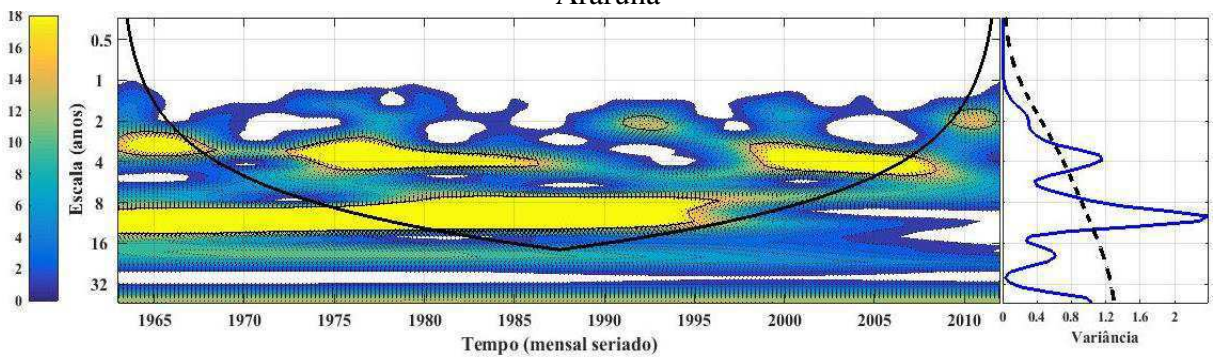
(G10)

Aroeiras

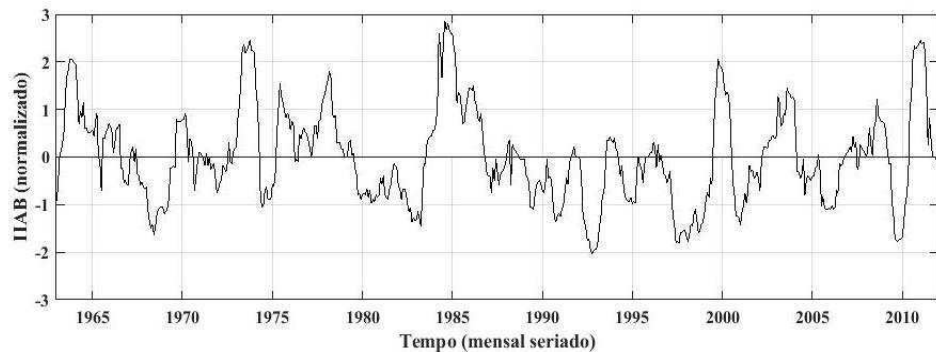
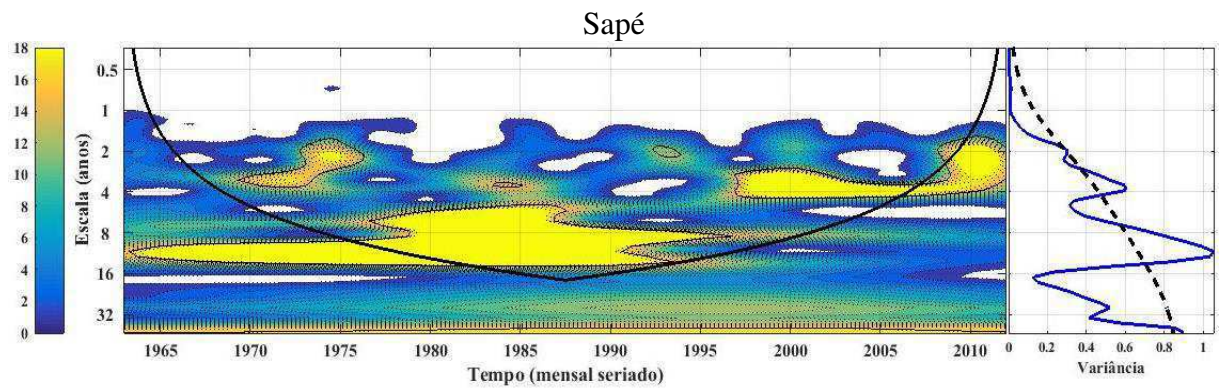


(G11)

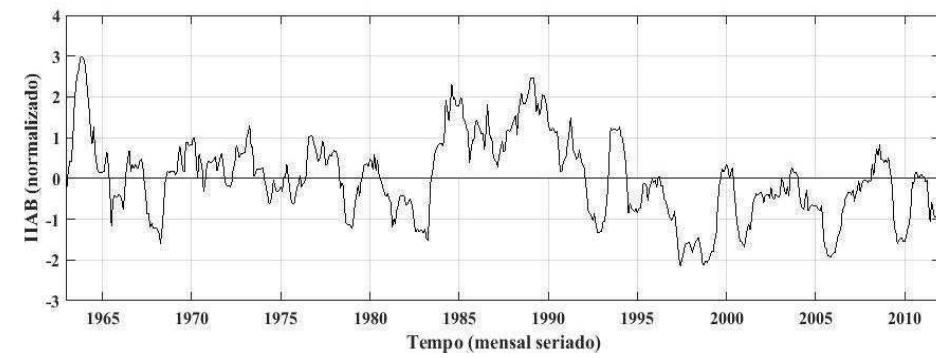
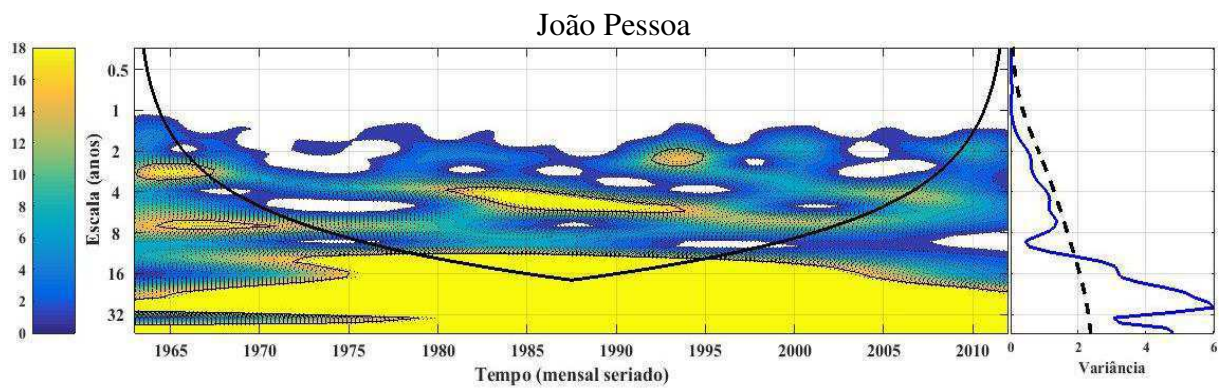
Araruna



(G12)

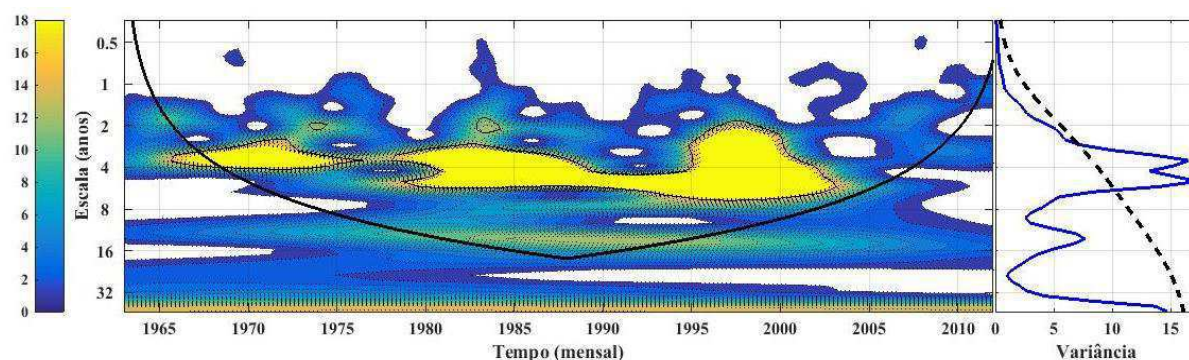


(G13)

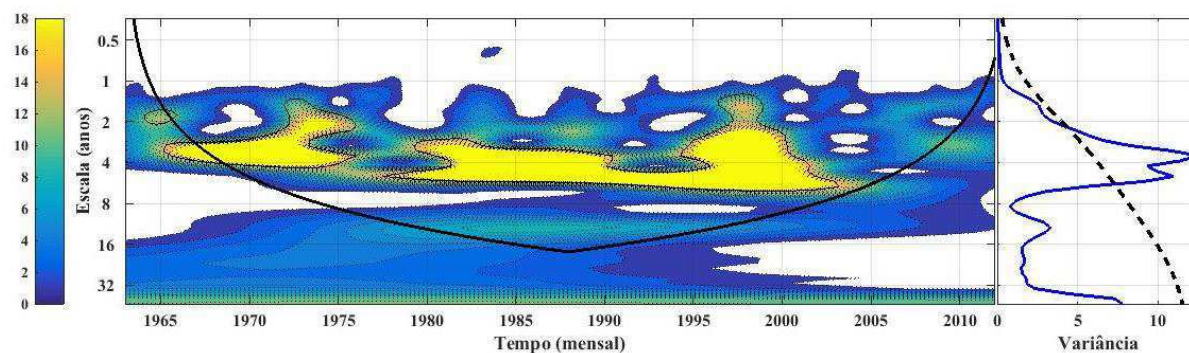


(G14)

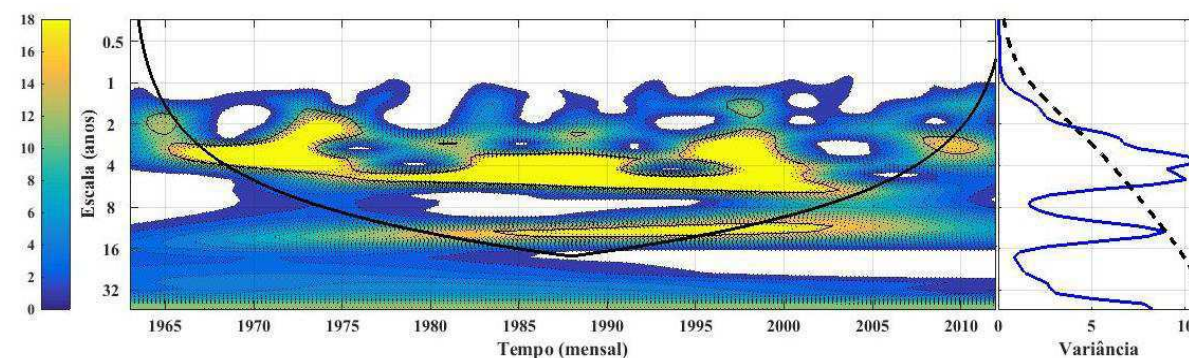
APÊNDICE H (1 a 5) - Periodograma do espectro de potência da ondaleta WPS (esquerda), espectro global de ondaletas GWS (direita) para anomalias de TSM nas áreas: Niño1+2 (G1); Niño3 (G2); Niño3+4 (G3); Niño4 (G4) e TNAI-TSAI (G5). A linha preta em forma de U no periodograma representa o cone de influência, oscilações fora do mesmo, não possuem confiança estatística ($\text{valor}_p \leq 0,05$) de acordo com o teste de Monte Carlo. A linha tracejada no GWS representa o teste estatístico com significância de 95% ($\text{valor}_p \leq 0,05$) para oscilações com variância superior à linha tracejada.



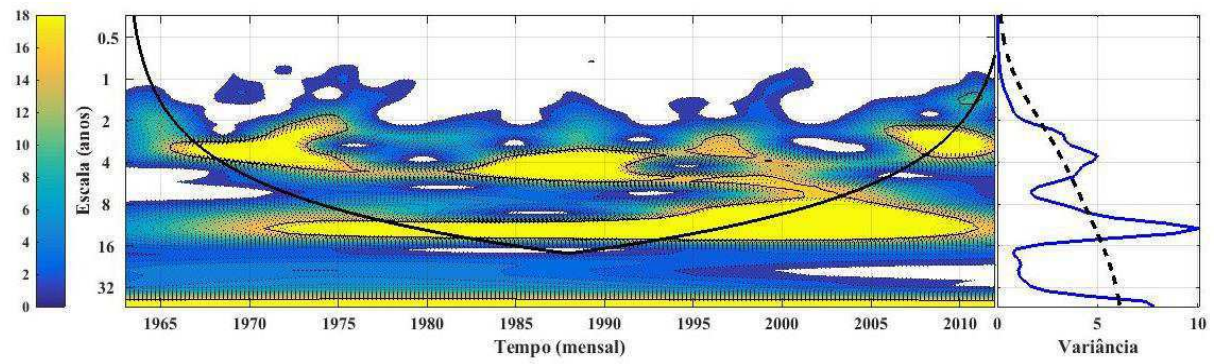
(H1)



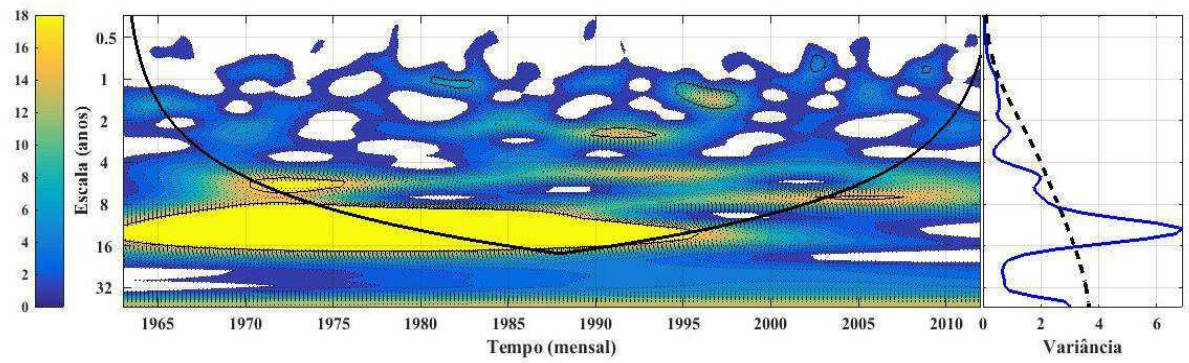
(H2)



(H3)



(H4)



(H5)