

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

MARIA JOSÉ DA SILVA LIMA

**ANÁLISE DAS CAUSAS CLIMÁTICAS SOBRE OS NÚCLEOS DE
DESERTIFICAÇÃO BRASILEIROS**

Maceió
Junho, 2022

MARIA JOSÉ DA SILVA LIMA

ANÁLISE DAS CAUSAS CLIMÁTICAS SOBRE OS NÚCLEOS DE DESERTIFICAÇÃO
BRASILEIROS

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Alagoas, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientadora: Prof.^a Dra. Djane Fonseca da Silva

Maceió

Junho, 2022

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária: Taciana Sousa dos Santos – CRB-4 – 2062

L732a Lima, Maria José da Silva.

Análises das causas climáticas sobre os núcleos de desertificação
brasileiros / Maria José da Silva Lima. – 2022.
73 f. : il. color.

Orientadora: Djane Fonseca da Silva.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de
Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Programa de Pós-Graduação
em Meteorologia. Maceió, 2022.

Bibliografia: f. 65-73.

1. Desertificação. 2. Solos – Degradação. 3. Núcleo de desertificação. 4.
Precipitação e temperatura. I. Título.

CDU: 551.5: 631.4

RESUMO

A desertificação é um processo de modificação degradante dos solos, levando-os a aspectos desérticos, em decorrência das variações climáticas e/ou atividades antrópicas. Este estudo tem por objetivo geral estudar as possíveis causas climáticas que influenciam o processo de degradação nos núcleos de desertificação existentes no Brasil. Foram utilizados dados de precipitação e temperatura das cidades que compõem os Núcleos de desertificação do Brasil, provenientes da Agência Nacional das Águas, do Instituto Nacional de Meteorologia e da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos para o período de 1981 a 2020 para Irauçuba, 1961 a 2019 para Cabrobó, 1971 a 2019 para Gilbués e 1989 a 2019 para Seridó. Também foram usados dados do Dipolo do Atlântico, Índice de Oscilação Sul, Oscilação Interdecadal do Pacífico, Oscilação Decenal do Pacífico e Oscilação Multidecenal do Atlântico obtidos do Earth System Research Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration. Observou-se a frequência de anos secos foi maior que dos anos úmidos, de acordo com o Índice de Anomalia de Chuva (IAC) em Irauçuba, o ano de 2000 tornou-se um ponto de inversão na distribuição da pluviosidade local. Para Cabrobó e Seridó o IAC registrou mais ocorrências de anos úmidos que anos secos, no entanto, os eventos secos foram mais frequentes e mostraram-se mais intensos, sendo que em alguns desses anos houve a atuação do fenômeno El Niño. No núcleo de Gilbués os anos secos e úmidos ocorreram praticamente em mesma proporção. Foram detectadas tendências de diminuição nas precipitações dos núcleos indicando que as chuvas diminuíram ao longo do tempo, enquanto que nas séries de temperatura foi apontada tendência de aumento. As análises de Ondaleta mostraram influência de diferentes escalas temporais sobre as séries de precipitação e temperatura dos núcleos, sendo essas escalas responsáveis por aumentos anômalos nas séries, quando atuando simultaneamente. As escalas temporais que mais influenciam as séries de precipitação de Irauçuba são: a escala sazonal, a escala de 4 a 8 anos e a escala de 11 anos. Cabrobó foi influenciada pela escala sazonal, a escala de 2 a 4 anos, a escala de 11 anos. A série de precipitação de Seridó sofre influência da escala sazonal, a de 2 a 4 anos e a de 7 anos. A Presença da escala sazonal foi observada na série de precipitação de Gilbués, a escala temporal de 2 a 4 anos, coincidindo com o período de atuação da escala de 11 e da escala de 16 anos. A Ondaleta cruzada mostrou inter-relações entre as séries de precipitação dos núcleos e as séries dos índices climáticos das escalas dominantes de cada núcleo. O máximo de precipitação no núcleo de Irauçuba ocorre 3 anos antes da máxima ocorrência do Dipolo do Atlântico. Para Cabrobó, o máximo de precipitação ocorre de 27 a 54 meses antes do máximo do Dipolo do Atlântico. Em Seridó o máximo de precipitação ocorre 33 meses depois do máximo do IOS. Para Gilbués a coerência sugere que o pico máximo da precipitação na localidade ocorre 72 meses antes do máximo do Dipolo do Atlântico. Revelando assim, que a relação entre os fenômenos climáticos atuantes e as séries de precipitação podem contribuir na previsão climática para os Núcleos de Desertificação.

Palavras-Chaves: ENOS, Nordeste do Brasil, Ondaleta Cruzada

ABSTRACT

Desertification is a process of degrading soil modification, leading to desert aspects, as a result of climatic variations and/or human activities. This study has the general objective of studying the possible climatic causes that influence the degradation process in the existing desertification nuclei in Brazil. Rainfall and temperature data from the cities that make up the Desertification Nuclei in Brazil were used, from the National Water Agency, the National Institute of Meteorology and the Ceará Foundation for Meteorology and Water Resources for the period from 1981 to 2020 for Irauçuba, 1961 to 2019 for Cabrobó, 1971 to 2019 for Gilbués and 1989 to 2019 for Seridó. Data from the Atlantic Dipole, Southern Oscillation Index, Pacific Interdecadal Oscillation, Pacific Decennial Oscillation and Atlantic Multidecadal Oscillation obtained from the Earth System Research Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration were also used. It was observed that the frequency of dry years was greater than that of wet years, according to the Rain Anomaly Index (IAC) in Irauçuba, the year 2000 became a point of inversion in the distribution of local rainfall. For Cabrobó and Seridó, the IAC recorded more occurrences of wet years than dry years, however, dry events were more frequent and more intense, and in some of these years there was an El Niño phenomenon. In the center of Gilbués, dry and wet years occurred practically in the same proportion. Decreasing trends were detected in the precipitation of the cores indicating that the rains decreased over time, while in the temperature series an increasing trend was pointed out. The Ondaleta analyzes showed the influence of different temporal scales on the series of precipitation and temperature of the nuclei, being these scales responsible for anomalous increases in the series, when acting simultaneously. The time scales that most influence the Irauçuba precipitation series are: the seasonal scale, the 4 to 8 year scale and the 11 year scale. Cabrobó was influenced by the seasonal scale, the scale of 2 to 4 years, the scale of 11 years. The Seridó precipitation series is influenced by the seasonal scale, from 2 to 4 years and from 7 years. The presence of the seasonal scale was observed in the precipitation series of Gilbués, the time scale of 2 to 4 years, coinciding with the period of action of the scale of 11 and the scale of 16 years. The cross wavelet showed interrelationships between the precipitation series of the cores and the series of climatic indices of the dominant scales of each core. The maximum precipitation in the Irauçuba core occurs 3 years before the maximum occurrence of the Atlantic Dipole. For Cabrobó, the maximum precipitation occurs 27 to 54 months before the maximum of the Atlantic Dipole. In Seridó the maximum precipitation occurs 33 months after the maximum of the IOS. For Gilbués, the coherence suggests that the maximum peak of precipitation in the locality occurs 72 months before the maximum of the Atlantic Dipole. Thus revealing that the relationship between the climatic phenomena and the series of precipitation can contribute to the climate forecast for the Desertification Nuclei.

Keywords: ENOS, Northeast, Cross Wave

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Áreas Susceptíveis à Desertificação com delimitação do Semiárido brasileiro, e com destaque aos Núcleos de desertificação.....	24
Figura 2 – Média Climatológica e Desvio padrão em Irauçuba. Período de 1981 a 2020.....	35
Figura 3 – Comparação entre a precipitação total mensal no período de 1981 a 2020 e a Média climatológica de Irauçuba.....	36
Figura 4 – Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Irauçuba.....	37
Figura 5 – a) Índice de precipitação (Prp) para Irauçuba (CE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG).....	39
Figura 6 – a) Índice de Temperatura para Irauçuba (CE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG)	40
Figura 7 – Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Irauçuba e Dipolo do Atlântico (AMM) para o período de 1974-2020.....	42
Figura 8 – Média Climatológica e Desvio padrão em Cabrobó. Período de 1961 a 2019.....	43
Figura 9 – Comparação entre a precipitação total mensal no período de 1961 a 2020 e a Média climatológica de Cabrobó.....	44
Figura 10 – Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Cabrobó.....	45
Figura 11 – a) Índice de Temperatura para Cabrobó (PE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG)	47
Figura 12 – a) Índice de Temperatura para Cabrobó (PE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG)	48
Figura 13 – Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Cabrobó e Dipolo do Atlântico para o período de 1974-2020	49
Figura 14 – Média Climatológica e Desvio padrão em Seridó. Período de 1989 a 2019.....	50
Figura 15 – Comparação entre precipitação total mensal no período de 1989 a 2020 e a Média climatológica de Seridó.....	51
Figura 16 – Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Seridó (RN/PB)	52
Figura 17 – a) Índice de Precipitação para Seridó (RN/PB) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG)	53
Figura 18 – a) Índice de Temperatura para Seridó (RN/PB) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o	

cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG)	54
Figura 19 – Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Seridó e IOS para o período de 1989-2019.....	55
Figura 20 – Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Seridó e DA para o período de 1961-2020	56
Figura 21 – Média Climatológica e Desvio padrão em Gilbués. Período de 1971 a 2019.....	58
Figura 22 – Comparação entre a precipitação total mensal no período de 1971 a 2019 e a Média climatológica de Gilbués	58
Figura 23 – Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Gilbués (PI).....	59
Figura 24 – a) Índice de Precipitação para Gilbués (PI) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG)	61
Figura 25 – a) Índice de Temperatura para Gilbués (PI) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG)	62
Figura 26 – Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Gilbués e DA para o período de 1971-2020.....	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Cidade, posto meteorológico escolhido e suas coordenadas geográficas.....	26
Tabela 2 – Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Irauçuba, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%..	38
Tabela 3 – Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Cabrobó, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%..	46
Tabela 4 – Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Seridó, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%..	52
Tabela 5 – Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Gilbués, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%..	60

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 – Índice de Anomalia de Chuva (IAC) para anomalias positivas	28
Equação 2 – Índice de Anomalia de Chuva (IAC) para anomalias negativas	28
Equação 3 – Teste de Mann-Kendall não paramétrico.....	28
Equação 4 – Média do Teste de Mann-Kendall	29
Equação 5 – Variância Teste de Mann-Kendall	29
Equação 6 – Teste de Mann-Kendall parametrizado.....	29
Equação 7 – Inclinação da tendência.....	29
Equação 8 – Teste T-Student	30
Equação 9 – Anomalia normalizada	30
Equação 10 – Função ondaleta.....	31
Equação 11 – Ondaleta Morlet.....	31
Equação 12 – Espectro de fundo.....	32
Equação 13 – coeficientes de função	32
Equação 14 – Análise cruzada de ondaleta.....	32
Equação 15 – O espectro cruzado da ondaleta.....	32
Equação 16 – Análise da coerência da ondaleta.....	32
Equação 17 – Minimização do custo total.....	33

LISTAS DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMM SST	Atlantic Meridional Mode Index Sea Surface Temperature
ANA	Agência Nacional das Águas
AO	Análise de Ondaletas
AS	América do Sul
ASD	Áreas Susceptíveis a Desertificação
ATSM	Anomalia de Temperatura Superficial do Mar
CGEE	Centro De Gestão E Estudos Estratégicos
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Clima
DA	Dipolo do Atlântico
EN	El Niño
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EPG	Espectro de potência global
EPO	Espectro de potência de ondaleta
IAC	Índice de Anomalia de Chuvas
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IOS	Índice de Oscilação Sul
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LN	La Niña
MMA	Ministério do Meio Ambiente
ND	Núcleo de desertificação
NEB	Nordeste brasileiro
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OIP	Oscilação Interdecadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecal Do Atlântico
OMJ	Oscilação de Madden e Julian
OMM	Organização Mundial de Meteorologia
OS	Oscilação Sul
PNMM	Pressão ao nível médio do mar
TSM	Temperatura Superficial do Mar
VCANs	Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis
ZCIT	Zona de convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1 Objetivos	13
1.1.1 Geral.....	13
1.1.2 Específicos.....	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	14
2.1 Núcleos de desertificação	14
2.1.1 Núcleo de Gilbués (PI)	14
2.1.2 Núcleo de Irauçuba (CE)	15
2.1.3 Núcleo do Seridó (RN/PB)	16
2.1.4 Núcleo de Cabrobó (PE)	16
2.2 Causas antrópicas do processo de desertificação.....	17
2.3 Causas climáticas do processo de desertificação	19
2.4 Papel dos Oceanos e da Circulação atmosférica.....	21
2.5 ENOS	22
2.6 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).....	23
2.7 Dipolo do Atlântico	23
2.8 Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA).....	24
3. METODOLOGIA	25
3.1 Área de estudo	25
3.2 Dados	26
3.3 Comparação entre valores de precipitação e média climatológica	27
3.4 Índice de Anomalia de Chuva (IAC)	27
3.5 Tendências Mann Kendall	28
3.6 Teste De Significância De T-Student	29
3.7 Análise de Ondaletas (AO), Ondaletas ou Wavelets	30
3.8 Coerência e fase da Ondaleta	31
4. RESULTADOS	34
4.1 Irauçuba.....	34
4.1.1 Análise Climatológica de Irauçuba.....	34
4.1.2 Comparação da precipitação e a Média climatológica de Irauçuba.....	35
4.1.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos utilizando o IAC	36
4.1.4 Tendência climática por Mann-Kendall	37
4.1.5 Identificação das causas climáticas em Irauçuba.....	38
4.1.6 Análise das Ondaletas Cruzadas para precipitação de Irauçuba.....	41
4.2 Cabrobó.....	42
4.2.1 Análise Climatológica de Cabrobó	42
4.2.2 Comparação da precipitação e a Média climatológica de Cabrobó	43
4.2.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos utilizando o IAC	44
4.2.4 Tendência climática por Mann-Kendall	375
4.2.5 Identificação das causas climáticas em Cabrobó	46
4.2.6 Análise das Ondaletas Cruzadas para precipitação de Cabrobó	41
4.3 Seridó.....	34
4.3.1 Análise Climatológica de Seridó	34
4.3.2 Comparação da precipitação e a Média climatológica de Seridó	50
4.3.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos utilizando o IAC	51
4.3.4 Tendência climática por Mann-Kendall	52
4.3.5 Identificação das causas climáticas em Seridó	52
4.3.6 Análise das Ondaletas Cruzadas para precipitação de Seridó	4155

4.4 Gilbués.....	34
4.4.1 Análise Climatológica de Gilbués	57
4.4.2 Comparação da precipitação e a Média climatológica de Gilbués	58
4.4.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos utilizando o IAC	3659
4.4.4 Tendência climática por Mann-Kendall	59
4.4.5 Identificação das causas climáticas em Gilbués	38
4.4.6 Análise das Ondaletas Cruzadas para precipitação de Gilbués.....	62
5. CONCLUSÕES.....	64
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

1. INTRODUÇÃO

A desertificação é um processo de modificação degradante dos solos, do regime hídrico e da vegetação, acarretando à deterioração biológica dos ecossistemas, levando-os a aspectos desérticos, o solo encontra-se em condição de irreversibilidade, em decorrência das variações climáticas e atividades antrópicas, em ações conjuntas e/ou separadas (CGEE, 2016). Ocorre nas regiões áridas, semiáridas e subúmidas secas, no Brasil, esse processo se limita ao Semiárido Brasileiro, especialmente os estados do Nordeste, além de Minas Gerais e Espírito Santo (MMA, 2020).

O fenômeno de desertificação no Nordeste brasileiro, está ligado a condições geoambientais, como solos, substrato rochoso, e feições geomorfológicas, clima e vegetação. Os efeitos da desertificação podem resultar de causas naturais somadas às antrópicas, como excessivas explorações socioeconômicas, desmatamento, selagem do solo, queimadas, superpastoreio, entre outros. Essas atividades ligadas ao manejo inadequado das terras em áreas frágeis são causadoras de arejamento, empobrecimento e fertilização do solo, como também redução/remoção dos nutrientes e dos micro-organismos. Além disso, salienta-se que o crescimento das atividades agrícolas dificulta o crescimento da cobertura vegetal e desprotege os solos das intempéries naturais (SANTOS; AQUINO, 2016). Desta forma, a degradação continua se expandindo devido à contínua exposição dos solos às condições climáticas expressivas. Em razão das elevadas taxas de evaporação, assoreamento de rios e açudes, ressecamento de fontes, há uma redução dos recursos hídricos em regiões do semiárido (CGEE, 2016).

Como as áreas suscetíveis a desertificação (ASD) apresentam grande extensão territorial, criaram-se os Núcleos de Desertificação (ND), esses núcleos foram delimitados por Vasconcelos Sobrinho (1971), baseado na variação dos elementos do clima e condições socioeconômicas, que são: Gilbués (PI), Irauçuba (CE), Seridó (RN/PB) e Cabrobó (PE) (AQUINO, 2010).

É de extrema importância a abordagem climática para estudos sobre desertificação, principalmente em relação aos aspectos pluviométricos, responsáveis pela formação ou ampliação desse fenômeno de degradação ambiental (SILVA, 2017). Visto que o fator natural, precipitação, é o condicionante mais importante, que somado à ação humana degradante, promove a continuidade do processo, a persistência e até mesmo sua expansão temporal e espacial desses núcleos.

Analisando cenários futuros frente às mudanças climáticas através de modelos e índices de aridez, Dourado (2017) constatou que houve um aumento de aproximadamente 1 °C na

temperatura do ar e redução da precipitação em relação ao clima presente, o que levou ao aumento do índice de aridez em áreas áridas e sua ampliação nas ASD. Desta forma, vê-se a importância do fator clima e sua variabilidade sobre o estado dessas áreas já susceptíveis e degradadas.

Segundo o MMA (2020) são 1.480 municípios com ASD no Brasil, o que representa 16% do território brasileiro, abrangendo uma população de 31.663.671 habitantes, áreas que compreendem cerca de 85% da pobreza do país. Tendo em vista a permanência e tendência de expansão desses núcleos de desertificação, compreender as causas climáticas que mais agravam e corroboram com esse processo traz condições para mitigar os avanços nesses locais e em outros ainda não atingidos severamente, contribuindo para melhoria da qualidade de vida da população que vive nessas áreas.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral:

Objetiva-se analisar, usando métodos estatísticos, as possíveis causas climáticas que influenciam o processo de desertificação nos ND existentes no Brasil.

1.1.2 Específicos:

Analisar a variabilidade mensal e anual da precipitação para os quatro ND existentes no Brasil.

Analisar o comportamento pluviométrico para cada um dos quatro ND existentes no Brasil;

Averiguar os máximos e mínimos de precipitação e temperatura;

Identificar os períodos secos e chuvosos mais intensos e/ou mais duradouros;

Verificar se há tendência nas séries temporais de precipitação e temperatura do ar;

Analisar as variabilidades interanual e interdecenal das séries de precipitação e temperatura;

Compreender a relação das variabilidades dos regimes pluviais com diferentes índices climáticos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Núcleos De Desertificação

O conceito de desertificação é a degradação ambiental e socioambiental progressiva, em particular nas zonas áridas, semiáridas e subúmidas secas, ocasionados por vários fatores, incluindo variações climáticas e as atividades antropogênicas (CGEE, 2016; MMA, 2020). Este processo torna terras agricultáveis em inférteis e improdutivas, gera diversos impactos ambientais como a redução da disponibilidade de recursos hídricos, destruição da biodiversidade, além de causar a perda física e química dos solos (DOURADO, 2017).

O fenômeno da desertificação é verificado nas terras secas em todo globo, compreendendo uma área de aproximadamente de 41% da superfície terrestre, atingindo um terço da população mundial – cerca de 2 bilhões de habitantes– o que evidencia a importância de se estudar esse processo (SOARES *et al.*, 2011).

A desertificação tem como consequências, queda da qualidade ambiental, empobrecimento da população atingida e perda de biodiversidade e de território (LOPES; SOARES, 2016).

As áreas onde o fenômeno de desertificação é mais acentuado no Nordeste brasileiro (NEB) são chamadas de Núcleos de Desertificação. Estes ND foram criados devido as ASD apresentarem, cada vez mais, grande extensão territorial, além de serem um ponto de partida para os estudos de causas e efeitos desse fenômeno. Os ND são áreas com solos e vegetação com elevados níveis de degradação, impulsionando um desequilíbrio ambiental, são indicadores primordiais para estudos sobre desertificação (SANTOS; AQUINO, 2016). A proposta de estudos em núcleos de desertificação surgiu em decorrência da impossibilidade de uma pesquisa abrangente em áreas extensas, bem como seria a de um estado ou de todo o polígono da seca (DOURADO, 2017).

2.1.1 Núcleo de Gilbués (PI)

Localizado no Estado do Piauí, o núcleo de Gilbués apresenta uma área de aproximadamente 6.131 km² abrangendo os municípios de Gilbués e Monte Alegre (LANDIM *et al.*, 2011). A gênese do fenômeno de desertificação nesse núcleo está associada a fragilidade aos processos de erosão, que se origina na formação e morfologia de seus solos-como também na relação solo-paisagem. A dinâmica geológica provoca os processos de desertificação no sul do Piauí, além das atividades humanas como a agricultura e pecuária no nível das encostas e a extração de diamantes nos leitos dos rios, favorecem o agravamento da desertificação (PEREZ-MARIM, 2012).

Embora o núcleo de Gilbués seja localizado em uma zona de transição Caatinga/Cerrado, essa área dispõe de uma pluviosidade média anual de cerca de 1.200 mm, desse modo, não apresenta escassez hídrica, aridez, nem longos períodos secos (SANTOS; AQUINO, 2016). Para Lopes e Soares (2016) as causas da degradação em Gilbués estão relacionadas à natureza da estrutura geológica da área, como a atividade pecuária, o desmatamento e a mineração.

Silva (2017) ao caracterizar a dinâmica pluviométrica dos núcleos de desertificação no Brasil observou que o núcleo de Gilbués apresentou quantidades pluviométricas superiores aos demais núcleos, devido estar localizado em área com clima tropical subúmido. O autor observou a discrepância relativa a quantidade de precipitação entre as áreas analisadas.

Além desses, França *et al.* (2017) estudaram a fragilidade ambiental potencial e emergente em ND no semiárido brasileiro mais especificamente do município de Gilbués, utilizando mapas potenciais de fragilidade que levam em consideração fatores abióticos e fragilidade emergente, concluíram que existe uma tendência à degradação ambiental, com elevadas taxas de fragilidade variando de mediana à extremamente alta.

2.1.2 Núcleo de Irauçuba (CE)

Situado no noroeste do Estado do Ceará compreende uma área de 4.000 km² incluindo os municípios de Irauçuba, Forquilha e Sobral. A quadra chuvosa estende-se de janeiro a abril, e o mês de março apresenta os maiores valores pluviométricos; enquanto entre os meses de maio a dezembro são os mais secos quando ocorre forte diminuição na quantidade pluviométrica. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é a principal responsável pela distribuição temporal das chuvas em latitudes próximas à linha do Equador, como por exemplo, o estado do Ceará.

O processo de desertificação do ND do Estado do Ceará está relacionado com a vulnerabilidade ambiental e ocupação exacerbada dos sistemas ambientais, contribuindo com a degradação da biodiversidade, a diminuição da disponibilidade hídrica, assoreamento de reservatórios dos vales, entre outros (CEARÁ, 2005).

Santos *et al.* (2014) ao analisarem os parâmetros ambientais e a distribuição temporal da precipitação no ND de Irauçuba, observaram que houve uma redução no saldo de radiação à superfície na região, acréscimo do fluxo de calor no solo, diminuição da energia usada para evaporação e aumento da energia que é utilizada para aquecimento do solo e do ar, gerando aumento da temperatura e do déficit de umidade no solo.

2.1.3 Núcleo do Seridó (RN/PB)

Este núcleo está localizado na região centro-sul do Rio Grande do Norte e centro-norte da Paraíba, abrange uma área em torno de 2.341 km², no Rio Grande do Norte englobando vários municípios: Acari, Carnaúba dos Dantas, Cruzeta, Currais Novos, Equador e Parelhas. A desertificação neste núcleo ocorre em particular devido a fatores climáticos, ações antrópicas e processos pedogenéticos. Os fatores climáticos mais atuantes sobre esse núcleo são a temperatura e a precipitação baixa e irregular. Essa combinação acarreta em uma limitação hídrica reduzindo estreitamente a intensidade de desenvolvimento de intemperismo químico resultando, assim, em solos poucos intemperizados, quimicamente ricos, pouco profundos, com muitos minerais primários facilmente intemperizáveis (PEREZ-MARIM, 2012). Tanto a área quanto a população atingida por esse processo são bastante significativos, em torno de 2.987 km² com 260.000 habitantes (SILVA *et al.*, 2016).

Para Costa *et al.* (2009) o ND do Seridó é um dos mais vulneráveis do semiárido brasileiro. A região Seridó é bastante afetada pelo fenômeno de desertificação, a região apresenta um intenso desgaste dos recursos naturais devido ao histórico dos usos da terra associados à expansão da indústria de cerâmica vermelha, a partir da década de 1980 (ARAÚJO; SOUSA, 2017).

Segundo Almeida *et al.* (2014) os totais pluviométricos no núcleo de desertificação do Seridó são bastante irregular, a estação chuvosa deste ND ocorre entre fevereiro e abril durando apenas de três meses e chovendo 65 % do total anual. Para os autores a significativa deficiência hídrica contribui para a vulnerabilidade do ND ao processo de degradação ambiental.

2.1.4 Núcleo de Cabrobó (PE)

Localizado no sul do Estado de Pernambuco, com uma área de 5.960 km², envolvendo os municípios de Cabrobó, Belém de São Francisco, Caruaru, Floresta e Itacuruba (LANDIM *et al.*, 2011). Nesse núcleo o desenvolvimento da desertificação está associado com condições climáticas, como índices pluviométricos em torno de 650 mm anuais, com elevadas taxas de temperatura e evapotranspiração, e condições edáficas e de uso da terra, o que resulta em sobrepastoreio, salinização do solo e desmatamento (PEREZ-MARIN, 2012; LOPES; SOARES, 2016).

Soares *et al.* (2010) através de processamento de informações geográficas e de observações parâmetros biofísicos com uso do sensoriamento remoto, indicaram que as áreas de maior altitude do Município de Cabrobó, em relação à cobertura vegetal, são mais bem

preservadas, mostraram altos valores para o índice de vegetação. As áreas com grau de desmatamento, ocupadas majoritariamente pelas atividades agropecuárias, exibiram baixos valores para o índice de vegetação e elevados para o albedo e a temperatura à superfície, evidenciando que a atividade antropogênica é primordial para a degradação na região.

Segundo Vieira *et al.* (2018) houve uma diminuição de 54% nas áreas florestadas da no núcleo de Cabrobó-PE entre 2000 e 2016, essas áreas foram substituídas por áreas degradadas e de solo descoberto. Houve uma maior temperatura da superfície do solo nas áreas degradadas e ainda foram caracterizadas por aumento de 1°C entre 2009 a 2016.

2.2 Causas Antrópicas Do Processo De Desertificação

Na região Semiárida do Nordeste, especialmente na parte noroeste, a suscetibilidade à degradação do solo é extremamente alta devido ao manejo inadequado do solo acompanhados da expansão intensiva de terras agrícolas (VIEIRA *et al.*, 2015).

O manejo excessivo e mal projetado em áreas excessivamente sensíveis do ponto de vista ambiental e climático, levam a alta degradação do solo que se não for refreada pode ocasionar o processo irreversível de desertificação (VIEIRA *et al.*, 2018).

As atividades ligadas ao manejo inadequado das terras em áreas frágeis são causadoras de arejamento, empobrecimento e fertilização do solo, como também redução/remoção dos nutrientes e dos micro-organismos. Além disso, salienta-se que o crescimento das atividades agrícolas dificulta o crescimento da cobertura vegetal e desprotege os solos das intempéries naturais (SANTOS; AQUINO, 2016). Desta forma, a degradação de uma área já fragilizada continua se expandindo devido à contínua exposição dos solos às condições climáticas expressivas. Em razão das elevadas taxas de evaporação, assoreamento de rios e açudes, ressecamento de fontes, há uma redução dos recursos hídricos em regiões do semiárido (CGEE, 2016).

O manejo inadequado do solo envolve todas as atividades de uso inapropriados como: o cultivo excessivo que deteriora os solos, o desmatamento, que acaba com a cobertura vegetal desprotegendo o solo de erosões, e a realização da irrigação em terras inapropriadas, levando a salinização dos solos (SÁ *et al.*, 2015). A cobertura vegetal é extremamente relevante para o equilíbrio ambiental, devido garantir a proteção dos solos contra a erosão (AQUINO *et al.*, 2012). Além disso, a remoção da cobertura vegetal e consequentemente dos nutrientes do solo causa a infertilidade do mesmo, ainda, nas áreas atribuídas à irrigação, a utilização de águas com teores altos de sais, o uso incorreto dos ciclos de molhamento e a não drenagem favorecem

a salinização. A aplicação de equipamentos pesados em solos susceptíveis pode resultar na compactação dos solos (SÁ *et al.*, 2015).

A salinização é um grande potencial incentivador da desertificação, em virtude de causar dificuldades na captação hídrica e de nutrientes do solo pela vegetação, corrompendo o equilíbrio do desenvolvimento nas plantas e ocasionando mortes destas, impedindo a distribuição de água nos solos, o que o leva a esterilidade dos solos (SOUSA, 2015).

Alterar áreas de vegetação nativa em áreas de solo exposto e degradadas causa considerável aumento do albedo da superfície, ocasionando em alteração no balanço de radiação da superfície e na quantidade de energia disponível para o aquecimento e, consequentemente, a evaporação de água na baixa atmosfera (VIEIRA *et al.*, 2018).

Um outro ponto agravante que colabora com o processo de desertificação é a elevada densidade demográfica da região afetada, pois, exerce uma enorme pressão sobre os recursos naturais disponíveis (DOURADO, 2017).

O crescimento irregular e desordenado das cidades causa diversas consequências como aumento dos desmatamentos, exploração dos recursos naturais, ocupações em áreas inadequadas, entre outros. Estas atividades, conjugadas às características físicas, são capazes de potencializar o desenvolvimento de degradação ambiental de áreas, que ocorrem particularmente quando as atividades agropecuárias são realizadas em solos com baixa aptidão, contribuindo com a degradação (COSTA; VIEIRA, 2018).

Para Ferreira *et al.* (2018) a degradação dos solos nas regiões semiáridas tem sido em função da excessiva atividade de pastejo, causando redução da capacidade produtiva, e contribuindo para o processo de desertificação.

Segundo a ONU, o fator climático determina a escala de ocorrência de desertificação, pelo índice de aridez. Contudo, segundo Dourado (2017), utilizar apenas o índice de aridez é insuficiente para indicar áreas de risco de desertificação, devido ao fenômeno envolver outros elementos, como as características do solo, e a cobertura vegetal, além do fator climático considerado.

Segundo IPCC (2013) observações têm revelado aumento na concentração dos Gases de Efeito Estufa, principalmente o CO₂, CH₄ e N₂O na atmosfera em consequência das atividades humanas (IPCC, 2013 *Apud* PEZZI *et al.*, 2016). O Efeito Estufa acontece em razão dos gases de Efeito Estufa (GEE) estarem presentes na atmosfera. Esses gases tanto absorvem a radiação infravermelha terrestre quanto reemitem certa parte da radiação infravermelha de volta à superfície terrestre e à atmosfera, causando aquecimento no sistema terrestre. As mudanças no sistema climático, em grande parte, são atribuídas à níveis acima do esperado na absorção da

radiação infravermelha. A principal forma de emissão antropogênica de CO₂ é a utilização de combustível fóssil e alteração no uso do solo, e as emissões de CH₄ e N₂O estão ligadas à agricultura. O aquecimento relacionado às ações humanas apresentam um papel decisivo no clima da Terra (PEZZI *et al.*, 2016).

2.3 Causas Climáticas Do Processo De Desertificação

Além das práticas antrópicas inadequadas no uso da terra, o fenômeno de desertificação vem aumentando devido a fatores climáticos desfavoráveis e principalmente episódios de secas prolongadas e consecutivas (LANFREDI *et al.*, 2015; ARAÚJO; SOUSA, 2017).

Tanto a degradação da terra quanto a seca repetida regularmente resultam em fenômenos de aquecimento que exercem uma pressão negativa sobre a vegetação local, dessa forma, provocando um feedback positivo para a desertificação (LANFREDI *et al.*, 2015).

Impactos nas anomalias climáticas, no nordeste brasileiro, ocasiona normalmente em severas secas, dessa forma, a região semiárida será significativamente afetada e apresentará tendência a cada vez mais árida, provando assim fortes impactos na biodiversidade, na vegetação e nas ações que envolvem os recursos naturais (MARENGO, 2016).

O processo de desertificação é bastante vulnerável aos eventos climáticos, estando relacionado a longos e intensos períodos de estiagens, ventos fortes, causando diversos impactos sociais e econômicos. Todas as ASD no Brasil apresentam em comum suscetibilidade às condições climáticas, são caracterizadas pela escassez hídrica, quantidade limitada e irregularidades de distribuição das precipitações, e elevadas taxas de evaporação (SILVA, 2019).

Para o autor as condições climáticas caracterizadas pelo comportamento pluviométrico mostram-se de suma relevância para avaliar e detectar a suscetibilidade ao fenômeno de desertificação, visto que as condições climáticas podem caracterizar as ASD.

Medeiros *et al.* (2016) ao estudarem a variabilidade climática e os impactos ambientais no processo de desertificação no município de Picuí no Estado da Paraíba, observaram que temperaturas e amplitudes térmicas do ar, precipitação, nebulosidade, velocidade e direção do vento, evaporação, evapotranspiração, insolação total, desvio padrão da precipitação, coeficiente de variância, apresentam enorme contribuição para os aumentos da vulnerabilidade a erosão dos solos, o que provoca condições favoráveis e potencializam o processo da desertificação.

Os fatores do processo de desertificação associados às variações climáticas estão ligados ao aumento da temperatura e evapotranspiração, escassez e irregularidade nas chuvas durante

diversos meses, ocasionando o fenômeno climático da seca, gerando severos desequilíbrios hidrológicos e prejuízos nos sistemas de produção agrícola (BRASIL, 2004 *Apud* DOURADO, 2017).

Por exemplo, a presença de vegetação favorece a conservação da umidade do solo, aplaca o aquecimento e modera a irradiação solar, amenizando a temperatura, em contraste, em áreas atingidas pelo processo de desertificação, que têm uma menor área arborizada contribuem para o aumento da temperatura, favorecendo ainda mais para o avanço do processo (SANTOS *et al.*, 2014).

Brito *et al.* (2018) analisaram a frequência, duração e severidade da seca no Semiárido da Região Nordeste do Brasil, segundo os resultados obtidos a maioria das secas severas e prolongada ocorreram em 2011–2016. Durante este período a seca dos últimos 5 anos foi mais severa e frequente, afetando uma área maior com impactos consideráveis para a população, como também as atividades econômicas. A maior severidade e frequência da seca pode contribuir ainda mais para o processo de desertificação.

O clima regional e/ou local é modificado por interações de superfície com a atmosfera, como pelas alterações no manejo da terra e dos recursos hídricos disponíveis, refletindo em mudanças na evapotranspiração dessas áreas. A melhor compreensão da associação entre o clima regional/local e as modificações no uso da terra e água é fundamental para se desenvolver respostas de adaptação integradas (CGEE, 2016).

Alguns autores (MARENGO; VALVERDE, 2007; TOMASELLA *et al.*, 2009; NÓBREGA *et al.*, 2011) que estudaram cenários futuros de mudanças climáticas para o Brasil, apontaram aumento da temperatura planetária e mudança na distribuição e no volume das chuvas nas últimas décadas. Os resultados destes trabalhos indicam um cenário climático que coopera à expansão das ASD.

Ao estudarem projeções das mudanças climáticas na região NEB para os anos de 2079 – 2099, Guimarães *et al.* (2016) utilizaram modelos climáticos globais (CMIP5) e regionais (CORDEX) e observaram que projeções indicaram aumento da temperatura de 2,1°C e 4°C, e aumento de 15% na evapotranspiração em relação ao clima presente.

Vieira *et al.* (2015), estudaram as áreas suscetíveis a desertificação na região NEB, e fizeram simulações de cenários para o futuro. Os resultados mostraram um aumento na classe de alta suscetibilidade à desertificação de 0,4%. As áreas cobertas pela Mata atlântica foram as áreas que apresentara maior avanço da susceptibilidade devido estar relacionado à maior taxa de desmatamento.

Dourado (2017) utilizando modelos climáticos Eta-MIROC5 realizou simulações dos impactos das mudanças climáticas, as simulações projetaram para o clima futuro (2021 - 2050) aumento de temperatura, deslocamento das áreas com maiores taxas de evapotranspiração potencial e diminuição da precipitação. As projeções evidenciaram uma expansão dos níveis de susceptibilidade a desertificação no território baiano, em especial para as áreas classificadas como de risco muito alto. Desta maneira, vê-se a relevância e importância do fator clima e sua variabilidade sobre o estado dessas áreas já susceptíveis e degradadas.

2.4 Papel dos Oceanos e da Circulação Atmosférica

São extremamente complexos os processos que acontecem na interface entre a atmosfera e o oceano. O acoplamento oceano-atmosfera ocorre por interações na interface entre a superfície do mar e a camada limite atmosférica (CLA) exercendo as trocas de energia, momentum e gases entre os dois sistemas. A atmosfera é suprida pelo oceano através do vapor d'água e energia que, por sua vez, atuam no balanço energético da atmosfera e no ciclo hidrológico. No que diz respeito a atmosfera, há um fornecimento de água em forma de precipitação para os oceanos que influenciam a gênese das massas d'água, como também de momentum e energia calorífica, forçando as correntes geradas pelo vento, as ondas e a circulação termohalina global. A TSM desempenha um importante papel no equilíbrio de calor entre a atmosfera e o oceano, por intermédio da TSM que há troca de a energia na forma de fluxos de calor. Alterações pequenas de TSM podem gerar grandes variações nos fluxos de calor no sistema oceano-atmosfera e estes apresentam um papel essencial na manutenção do clima do planeta (PEZZI *et al.*, 2016).

As oscilações das variáveis climáticas podem ser influenciadas por eventos remotos, ou por forçantes locais. Estas variações são transportadas no tempo e espaço pelas teleconexões do sistema oceano-atmosfera, que incluem as circulações atmosféricas e correntes oceânicas. Por meio da análise das interações entre oceano e a atmosfera, os padrões das teleconexões podem ser utilizados para compreender os eventos anômalos em regiões remotas (BYRNE e O'GORMAN, 2018).

O transporte de calor e umidade de uma determinada região para outra é dado pela circulação geral da atmosfera, propiciando precipitação pluviométrica nas mais diversas áreas continentais. A atmosfera acoplada com condições termodinâmicas dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais interfere na variabilidade climática em diferentes regiões do planeta, como em episódio do fenômeno ENOS, a circulação atmosférica é alterada, as regiões do Brasil são afetadas com o aumento ou redução significativa na ocorrência e distribuição de precipitações (LUCENA, 2017).

2.5 ENOS

O ENOS é o modo mais importante de variabilidade interanual no sistema oceano atmosfera, pois, sabe-se que esta oscilação afeta tanto o clima regional quanto global. Analisando longas séries de desvios da pressão ao nível médio do mar (PNMM) em volta das respectivas médias, em toda a Bacia do Oceano Pacífico, Walker (1928) verificou a presença de duas grandes áreas, tendo flutuações fora de fase: uma compreendendo a Austrália e a Polinésia; a outra, na parte centro-sul do Oceano Pacífico tropical.

O El Niño é constituído por anomalias positivas da temperatura da superfície do mar (TSM) nas áreas anteriormente descritas, e quando essas anomalias de TSM são negativas, há a fase fria do ENOS, La Niña (MOLION, 2017).

Em situações de El Niño, verifica-se no componente atmosférico do ENOS o enfraquecimento (ou inversão no sentido) dos ventos alísios, um desvio da região com maior formação de nuvens e a célula de Walker configura-se “bipartida”. No componente oceânico observa-se aquecimento em aproximadamente toda a extensão do Pacífico equatorial, a termoclina, região do oceano em que há uma rápida mudança de temperatura que desune as águas mais quentes das águas mais frias, fica mais aprofundada perto à costa oeste da AS (OLIVEIRA, 2013).

Um dos impactos mais importantes é aquele relacionado com as mudanças nos padrões de precipitação. Secas severas e grandes inundações associadas ao ENOS ocorrem em diversas partes do mundo afetando eminentemente importantes atividades econômicas, como a agricultura, a economia, hidrologia, saúde e turismo das populações afetadas por tais fenômenos.

Durante o El Niño, no setor leste da Amazônia e na região Nordeste acontece uma diminuição nas chuvas. Essa diminuição pode alcançar até 80% do total médio do período chuvoso (que na maior parte da Região ocorre de fevereiro a maio), algumas áreas do Sertão (semiárido) nordestino. Salienta-se que, a seca não se limita apenas ao Sertão, pode também atingir o setor leste do Nordeste (Agreste, Zona da Mata e Litoral), caso ocorra aliada com o Dipolo do Atlântico Sul negativo (Dipolo Negativo ou desfavorável, quando o Atlântico Sul se encontra com águas mais frias que a média histórica e águas mais quentes no Atlântico Norte) (OLIVEIRA, 2013).

Landim *et al.* (2011) analisaram a desertificação em Irauçuba (CE) segundo os autores a região é influenciada pelos eventos de El Niño e La Niña, o que possivelmente é um dos fatores que alteram o ambiente, ocasionando redução no volume dos corpos hídricos em fases quentes do ENOS e dessa maneira, sendo uma das causas da desertificação na região.

Garcia *et al.* (2019) com o objetivo identificar áreas susceptíveis à desertificação a partir do estudo espaço temporal de imagens orbitais na Bacia do rio Moxotó (PE) notaram que os municípios localizados na área de estudo apresentam déficit de vegetação arbórea mesmo havendo planos de manejo florestal para as atividades extrativistas, em vista disso, os autores sugeriram que os impactos das alterações climáticas acarretados pelos episódios ENOS podem estar causando interferência na regeneração da caatinga.

2.6 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

A Oscilação Decadal do Pacífico - ODP começou a ser estudada no final da década de 1990 por Mantua *et al.*, 1997, mencionadas como variações da TSM do oceano Pacífico. A ODP é constituída por correlações presentes entre as anomalias na TSM do Oceano Pacífico e a pressão em superfície na região da baixa dos Aleutas (Alaska), no Oceano Pacífico Norte. Esta Oscilação apresenta variabilidade temporal de aproximadamente 60-70 anos. No decorrer da fase quente da ODP, ocorre aprofundamento da baixa pressão das Aleutas, causando resfriamento anômalo a oeste e o centro do Pacífico Norte e aquecimento anômalo no Oceano Pacífico Tropical central e leste (SILVA, 2015).

Uma marcante característica da ODP é a persistência das fases quentes (positivas) ou frias (negativas) prevalentes por anos seguidos, por vezes, ao longo de duas décadas (MANTUA *et al.*, 1997 *Apud* DA SILVA, 2014).

Costa (2015) ao estudar a variação espaço-temporal da precipitação do Estado do Ceará verificou-se que nos anos em que houve interação entre El Niño e ODP quente, favoreceu-se a incidência de seca. Por outro lado, nos anos de La Niña e ODP fria, registraram-se chuvas acima da média por aproximadamente todo o estado do Ceará, constatando a iminente interação do ENOS e ODP sobre a pluviosidade no Nordeste brasileiro.

2.7 Dipolo do Atlântico

O Dipolo do Atlântico é um fenômeno do sistema oceano-atmosfera que apresenta variabilidade de periodicidade decenal, caracterizado como uma modificação anormal na temperatura superficial do mar no Oceano Atlântico Tropical, isto é, quando o Atlântico Tropical Norte estão com suas águas quentes e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul encontram-se mais frias ocasiona movimentos descendentes levando o ar frio e seco de altos níveis da atmosfera para a região Nordeste impossibilitando a formação de nuvens diminuindo assim a precipitação, essa é a fase positiva do Dipolo, podendo acarretar secas

(HASTENRATH; HELLER, 1977 *Apud* NOBRÉGA *et al.*, 2016). No entanto, quando as águas mais frias são as do Atlântico Tropical Norte e as mais quentes são do Atlântico Tropical Sul existe um aumento nos movimentos ascendentes, aumentando a formação de nuvens, fase negativa do Dipolo.

Quando há anomalias negativa no Oceano Atlântico Norte e anomalias positivas no setor Sul do Oceano Atlântico configurando assim a fase negativa do Dipolo do Atlântico, ocorre uma intensificação da precipitação sobre o Nordeste Brasileiro, o contrário ocorre em fase positiva, a precipitação encontra-se a abaixo da média (ANDREOLI; KAYANO, 2007).

A ocorrência de anomalias positivas sobre o Pacífico leste (El Niño) e anomalias negativas sobre o Atlântico Sul (Dipolo positivo), favorece o agravamento da intensidade das secas (NOBRÉGA *et al.*, 2016).

2.8 Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA)

A OMA é um modo de variabilidade climática, sendo de baixa frequência, por meio da oscilação decadal da TSM, onde sua fase positiva é caracterizada pelo aquecimento com características anômalas do Oceano Atlântico Norte e sua fase negativa pelo resfriamento anômalo no Oceano Atlântico Equatorial (KNIGHT *et al.*, 2006 *Apud* LINDEMANN *et al.*, 2019). Este modo de variabilidade climática também é classificado como a primeira Função Ortogonal Empírica da TSM global sem o ENOS, o período de oscilação da OMA com de 60-80 anos e está provavelmente ligado com a variabilidade na circulação termohalina do Oceano Atlântico e o deslocamento de gelo marinho proveniente do Oceano Ártico (LINDEMANN *et al.*, 2019).

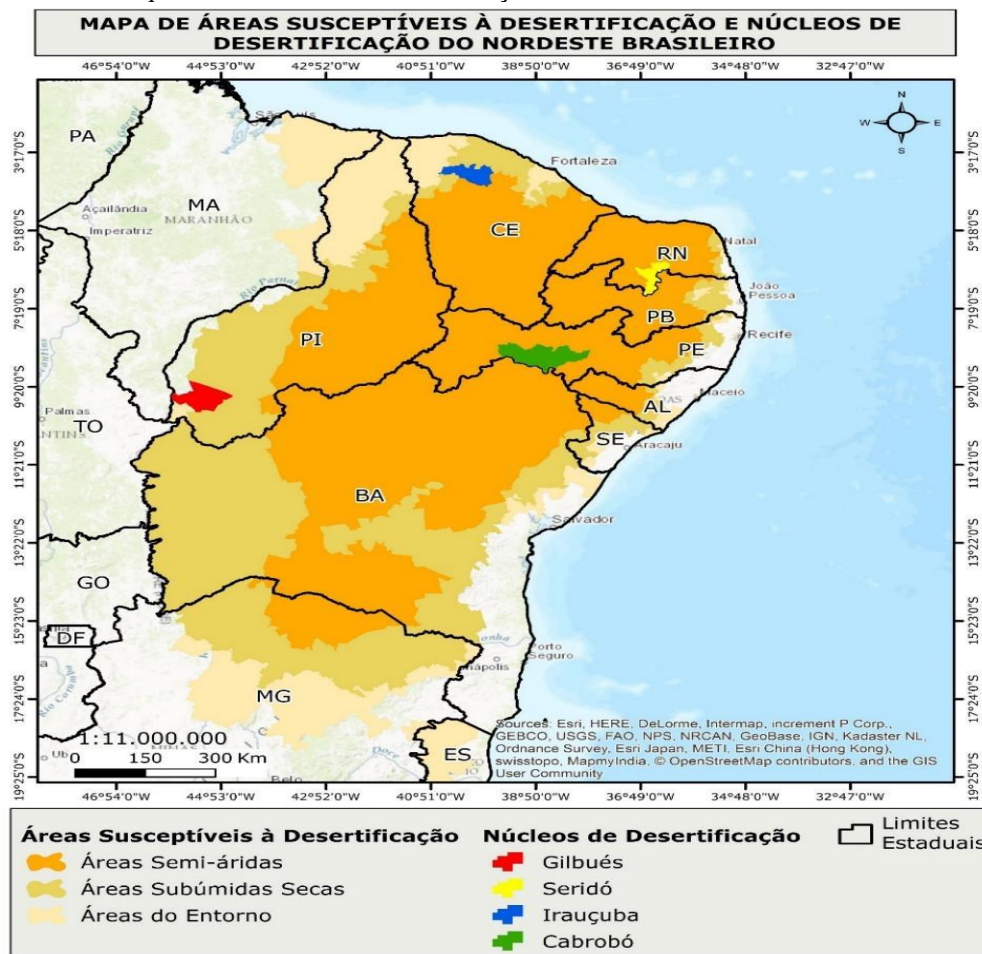
Lindemann *et al.* (2019) estudaram as oscilações decadais da temperatura do ar na América do Sul durante o período de verão austral e suas relações com o Oceano Atlântico Norte, os autores concluíram que durante a fase positiva da OMA a Bacia do Rio da Prata NE do Brasil e Sul do Peru tendem a sofrer um aumento da temperatura do ar e de seus extremos, em contrapartida nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil e Oceano Atlântico Sul ocorre uma diminuição da temperatura e seus extremos. Estes padrões ocorrem devido a fase positiva da OMA ser marcada por uma ampliação da nebulosidade sobre a região de formação da ZCAS, como também de um deslocamento da ZCIT para norte, o que faz com que a temperatura do ar seja reduzida. No extremo Sul da América do Sul as anomalias negativas da Temperatura do ar e Temperatura mínima do ar durante a positiva da AMO estão relacionadas com o transporte de umidade do Oceano Atlântico Sul por meio do centro de alta pressão que se forma no litoral da Argentina.

3. METODOLOGIA

3.1 Área de Estudo

Os núcleos de desertificação do Brasil (Figura 1) estão localizados na região NEB, no domínio do Semiárido, área susceptível à desertificação, totalizando 1.488 municípios nos nove Estados do Nordeste, além do norte do Estado de Minas Gerais e norte do Estado do Espírito Santo (MMA, 2020).

Figura 1 – Áreas Susceptíveis à Desertificação com delimitação do Semiárido brasileiro, e com destaque aos Núcleos de desertificação



Fonte: IBGE/ World Topographic Map/ MMA - Sistema de coordenadas Geográficas, 2000.

Os núcleos de desertificação presentes do nordeste brasileiro, indicam as localidades geográficas mais problemáticas e com maior potencial à desertificação (SILVA, 2017). O núcleo de Gilbués-PI apresenta uma área de aproximadamente 6.131 km²; O núcleo de Irauçuba-CE compreende uma área de 4.000 km²; O núcleo de Cabrobó-PE apresenta uma área de 5.960 km² (LANDIM *et al.*, 2011).

O núcleo de Seridó-RN localizado na região centro-sul do Rio Grande do Norte e centro-norte da Paraíba, abrange uma área em torno de 2.341 km² (PEREZ-MARIM, 2012).

3.2 Dados

Os dados pluviométricos são provenientes da base de dados de séries históricas pluviométricas da Agência Nacional das Águas - ANA, disponível no Sistema de Informações Hidrológicas (www.hidroweb.ana.gov.br) e da base de dados da FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos) para as localidades sedes dos núcleos de desertificação (Tabela 1): Cabrobó (PE), Irauçuba (CE), e Seridó (PB/RN); já para o núcleo de Gilbués (PI) foi selecionado o município de Bom Jesus do Piauí que faz parte do Núcleo de Gilbués (PI), visto que a cidade sede (Gilbués) não apresenta período de dados pluviométricos suficientes para um estudo climático (30 anos); para a localidade de Cabrobó (PE) o período disponível é de 1961-2019; 1981-2020 para Irauçuba (CE); 1995 a 2019 para a localidade de Seridó (PB/RN); 1971-2019 para o Município de Bom Jesus do Piauí (Gilbués).

Na análise da Ondaleta Cruzada o período utilizado corresponde à média da região dos núcleos de desertificação, visando aumentar o período de dados. Pois, se faz necessário um longo período de dados na utilização dessa análise (BLAIN; KAYANO, 2011).

A fonte dos dados de temperatura média do ar é do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), disponibilizando em <http://www.inmet.gov.br>, dados para os municípios sedes que compõem os núcleos de desertificação de Cabrobó (PE) e Seridó (RN), para os núcleos de Gilbués (PI) e Irauçuba (CE) foram selecionados o município de Sobral (CE), que se situam na área do núcleo de desertificação de Irauçuba (CE) e o município de Bom Jesus do Piauí que faz parte do Núcleo de Gilbués (PI), visto que as cidades sede (Gilbués e Irauçuba) não apresentam período de dados suficientes para um estudo climático (30 anos).

Tabela 1 – Cidade, posto meteorológico escolhido e suas coordenadas geográficas.

Município	Período Precipitação	Período Temperatura	Estação	Lat (°)	Lon (°)	Alt (m)
Cabrobó	1961-2019	1961-2019	839003	-8,50548	-39,3094	312
Gilbués			945008	-9,82510	-45,3439	458
Bom Jesus (Gilbués)	1971-2019	1971-2019	82975	-9,06611	-44,36527	330,6
Seridó	1995-2019	1995-2019	636083	-6,93273	-3,63855	642
Irauçuba	1981-2020		339053	-3,75579	-39,7889	138
Sobral (Irauçuba)		1981-2020	340027	-3,68611	-40,34972	70

Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

Os dados de precipitação e temperatura média foram usados primeiramente para conhecer climatologicamente cada ND separadamente, através da elaboração da média climatológica. Posteriormente, esses dados foram também usados para análises de tendências climáticas através do teste de Mann-Kendall.

Após conhecer climatologicamente cada ND e sua variabilidade nas séries de temperatura e precipitação, foram buscadas as causas climáticas sobre cada ND, o foco do estudo está em descobrir as causas climáticas que corroboram com o processo de desertificação em cada núcleo, separadamente, e não comparar os núcleos entre si. A etapa de verificação das causas climáticas dos ND é realizada através das Análises de Ondaletas (TORRENCE; COMPO, 1998; BLAIN; KAYANO, 2011; SILVA, 2015; DA SILVA, 2017; NÓBREGA, 2019; VALE *et al.*, 2020).

Foram obtidos os dados de índices climáticos Índice de Oscilação Sul (IOS), Oscilação Multidecadal do Pacífico (ODP), Oscilação Interdecadal do Pacífico (OIP), Dipolo do Atlântico (DA), e Oscilação Multivariada do Atlântico (OMA), em todos os índices há disponibilidade de dados de 1948 a 2020, no entanto, foram utilizados os mesmos períodos correspondentes às séries pluviométricas e séries de temperatura dos ND e desse modo, verificou-se a associação entre esses fenômenos climáticos e a variabilidade local, relação essa mostrada através da Ondaleta Cruzada revelando a coerência e fase das séries. Para representar a variabilidade do Dipolo do Atlântico foi utilizado o índice do Modo Meridional do Atlântico SST (AMM SST), que descreve a variabilidade meridional no Oceano Atlântico tropical.

Os dados do Índice de Oscilação Sul, da Oscilação Multidecadal do Pacífico, e da Oscilação Multivariada do Atlântico e do Índice AMM SST foram obtidos através do site da National Oceanic and Atmospheric Administration: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>.

3.3 Comparação Entre Valores de Precipitação e Média Climatológica

Essa etapa consiste em comparar valores mensais e a média climatológica, para isso foi realizada a diferença entre esses dados, e assim pode-se visualizar os anos que estiveram acima ou abaixo da média. A representação se dá através de gráficos de colunas, onde valores negativos sugerem que a precipitação mensal foi menor que a média climatológica; e valores positivos significam que o valor mensal é acima da média. Ainda neste item, gráficos do valor mensal com seu desvio padrão são mostrados na tentativa de visualizar qual seria o valor máximo que pode ocorrer em cada mês, além do mês com possibilidade de ocorrência de valor distante da média ou do esperado.

3.4 Índice de Anomalia de Chuva (IAC)

Para analisar períodos anômalos de secas e chuvas, foi empregado o Índice de Anomalia de Chuva (IAC) utilizando as séries de precipitação dos núcleos de desertificação. O IAC classifica e compreende o regime pluviométrico em relação a intensidade dos períodos secos e chuvosos, possibilitando a realização de comparações do regime pluviométrico através de uma série de dados históricos de chuvas (SANTOS; AQUINO, 2016).

O Rainfall Anomaly Index (RAI) ou Índice de Anomalia de Chuva (IAC) foi proposto e utilizado por Rooy (1965) e Da Silva (2009). O IAC é dado pelo cálculo conforme as equações a seguir:

$$IAC = 3 \left[\frac{(N - \bar{N})}{(\bar{M} - \bar{N})} \right], \text{ para anomalias positivas} \quad (1)$$

$$IAC = -3 \left[\frac{(N - \bar{N})}{(\bar{X} - \bar{N})} \right], \text{ para anomalias negativas} \quad (2)$$

Sendo: N = precipitação atual, mensal ou anual, ou seja, do mês ou ano que será gerado o IAC (mm); $\bar{N}$ = precipitação média mensal ou anual da série histórica (mm); $\bar{M}$ = média das dez maiores precipitações mensais ou anuais da série histórica (mm); $\bar{X}$ = média das dez menores precipitações mensais ou anuais da série histórica (mm); e anomalias positivas são valores acima da média e negativas, abaixo da média.

3.5 Tendências Mann Kendall

As séries de temperatura do ar e precipitação dos núcleos de desertificação serão submetidas à análise de tendência pelo teste de Mann-Kendall. O teste é indicado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) para avaliação de tendências significativas em séries dados temporais compatíveis com aplicações ambientais, é um teste não paramétrico. Esse teste foi proposto a princípio por Mann (1945), posteriormente melhorado por Kendall (1975), gerando a relação estatística. É amplamente utilizado para testar tendências em séries temporais hidrológicas e climatológicas (XU, *et al.*, 2005; BI *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2010; BLAIN; KAYANO, 2011; SOUZA NETO, 2019; CABRAL JÚNIOR *et al.*, 2019; MEDEIROS *et al.*, 2021).

A estatística do teste é descrita como:

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{Sign}(\chi_i - \chi_j) \quad (3)$$

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

Kendall (1975) demonstrou que S é, em geral, distribuída com média $E(S)$ e variância $Var(S)$, para uma situação em que pode haver valores iguais de x , são expressas pelas equações:

$$E[S] = 0 \quad (4)$$

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

Sendo (t_p) é número de dados com valores iguais em um determinado grupo (p_{th}) e q é o número de grupos com valores iguais na série de dados em um certo grupo p . O segundo termo corresponde a um ajuste para dados censurados.

O teste estatístico parametrizado (ZMK) é descrito pela seguinte equação:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{para } S > 0; \\ 0 & \text{para } S = 0; \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{para } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

A presença de uma tendência estatisticamente significativa é avaliada usando o valor de Z . Essa estatística é usada para testar a hipótese nula, ou seja, que não existe tendência. Um valor positivo de ZMK indica um aumento da tendência; quando negativa, indica uma tendência decrescente. Para testar a tendência crescente ou decrescente no nível de significância de p , a hipótese nula é rejeitada se o valor absoluto de Z for maior que $Z_{1-p/2}$, utilizando-se a tabela da distribuição normal cumulativa padrão (SILVA *et al.*, 2010). Os níveis de significância de $p = 0,01$ e $0,05$ foram adotados neste estudo. Uma estimativa não paramétrica para o valor da inclinação da tendência é dada por:

$$\beta = \text{Median} \left[\frac{x_i - x_j}{j - i} \right] \text{ para } i < j \quad (7)$$

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

Esse método também foi utilizado conforme descrito por Xu, *et al.*, (2005); Bi *et al.* (2009); Blain (2009); Da Silva (2009); Silva *et al.*, (2010); Blain; Kayano (2011); Nóbrega *et al.* (2016); Da Silva (2017); Lima *et al.* (2019); Bonfim *et al.*, (2020).

3.6 Teste de Significância de T-Student

Para se verificar se há ou não significância estatística nas tendências obtidas no teste de Mann-Kendall, foi utilizado o teste T-Student.

Para amostras de tamanho $N > 30$, que são chamadas de grandes amostras, as distribuições das amostras de diversas estatísticas são quase normais e melhores com o crescimento de N . Já para amostras com tamanho $N < 30$, que são as pequenas amostras, as distribuições amostrais de diversas estatísticas são ruins, e tornam-se piores com o decréscimo de N , de tal forma que devem ser introduzidas as modificações adequadas.

Um dos testes de significância mais empregado é o “T-Student”, sendo amplamente utilizado nos estudos de pesquisas na área da meteorologia (FIGUEROA, 1997; CASTRO, 2002; DA SILVA, 2009; SOUZA NETO, 2019; BONFIM *et al.*, 2020), sendo descrita conforme a equação 8:

$$tc = \frac{t}{\sqrt{n-2}} + t^2 \quad (8)$$

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

3.7 Análise de Ondaletas (AO), Ondaletas ou Wavelets

As séries de dados de temperatura e precipitação da “sede” dos núcleos de desertificação serão sujeitas à análise de ondaletas (AO). As análises preliminares de ondaletas proporciona uma indicação mais ampla e mais clara de quais escalas temporais predominam os sistemas/fenômeno meteorológicos ao longo de toda série.

Os dados de precipitação pluviométrica e temperatura serão investigados com a intenção de identificar possíveis tendências, períodos cíclicos, variações sazonais e interanuais, e variações aleatórias, usando as ondaletas.

Primeiramente os índices de precipitação serão tratados, depois serão submetidos à AO. Esses índices são anomalias das variáveis, calculadas a partir da climatologia mensal e normalizados pelos desvios padrão (Da SILVA, 2017):

$$AVar_{i,j} = \frac{(Var_{i,j} - \overline{Var_i})}{\sigma_i} \quad (9)$$

Em que: $AVar_{i,j}$ é a anomalia normalizada da variável no ano $j = 1, 2, 3, \dots, N$ e mês $i = 1, 2, 3, \dots, 12$; $Var_{i,j}$ é variável no ano $j = 1, 2, 3, \dots, N$ e mês $i = 1, 2, 3, \dots, 12$, a qual foi calculada sua anomalia; $\overline{Var_i}$ é a média climatológica do mês a ser calculado a anomalia e σ_i é o desvio padrão utilizado para cada mês i específico. A variabilidade de precipitação na região NEB apresenta sinal homogêneo, por este motivo, usou-se a série de anomalias normalizada como índice de precipitação. Esse fundamento também foi aplicado por Kousky e Chu (1978), Kayano e Blain (2007), Da Silva (2009), Blain e Kayano (2011), Da Silva (2017).

Define-se matematicamente a função ondaleta numa escala a e posição b , onde a e b são valores reais, e $a > 0$, como sendo:

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(t - \frac{b}{a}\right) \quad (10)$$

A AO é bastante aplicada na análise de sinais, isso porque possibilita decompor uma série temporal em distintos níveis de resolução tempo-frequência e, assim determinar, os componentes da variabilidade dominante (TORRENCE; COMPO, 1998; DA SILVA, 2017).

A Ondaleta é complexa e detém características análogos às de sinais meteorológicos, como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Segundo a literatura, este é um critério para escolha da função ondaleta (WENG; LAU, 1994; MORETTIN, 1999, DA SILVA, 2017).

Desta maneira será feita a escolha da função da ondaleta, conforme Blain e Kayano (2011), Da Silva (2017) e a ondaleta Morlet representa uma onda modulada por um envelope Gaussiano. É dada pela seguinte expressão:

$$\psi(t) = e^{-i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (11)$$

Em que $\eta = t/s$, onde t é o tempo, s é a escala da ondaleta em função do tempo ($= 2/dt$) e ω_0 é uma frequência não-dimensional ($\log_{10} = 0,7$), escolhidos conforme Andreoli *et al.* (2004); Todos introduzidos no “script” de programação do Software Matlab®.

3.8 Coerência e Fase da Ondaleta

A análise cruzada de ondaleta foi aplicada considerando-se as séries precipitação e dos Núcleos de Desertificação versus às séries dos índices climáticos da ODP, IOS, DP e OIP, para se avaliar as relações entre as séries de precipitação e os Índices climáticos.

A ondaleta cruzada é bastante eficaz para destacar regiões de energia simultâneas entre dois sinais no domínio da ondaleta determinando assim a fase relativa entre esses sinais (VALE *et al.*, 2020).

Para determinar a significância do nível dos picos espectrais, seja na ondaleta, seja na análise de Fourier, faz-se necessário escolher um espectro de fundo adequado. Dessa maneira, é assumido que distintas realizações de um processo geofísico disseminam-se aleatoriamente em torno do valor espectral desejado. Esse espectro de fundo é possível ser baseado em processos de ruído branco ou vermelho para diferentes fenômenos físicos. Assim, hipótese nula pode ser descrita através de um algoritmo em que um espectro médio é apresentado pela série temporal dado pela Equação 12 (TORRENCE; COMPO, 1998 *Apud* BLAIN; KAYANO, 2011):

$$Pk = \frac{1-\alpha}{1+\alpha^2-2\alpha\cos(\frac{2\pi k}{j})} \quad (12)$$

$$\text{Para } k = 0 \dots j/2 \quad \text{e} \quad \alpha = \frac{r_1 + \sqrt{r_2}}{2} \quad (13)$$

Em que r_1 e r_2 são os coeficientes da função autocorrelação (acf) para as defasagens (lags) 1 e 2 da série com j dados. Verifica-se na Equação 12 que se a série em análise for originária de um processo de ruído branco, tem-se P_k constante para todo k . A distribuição de nulidade para a potência local da ondaleta, relacionada à H_0 , pode ser definida pela expressão 14. Sendo a equação 14 a forma de investigação estatística denominada de análise cruzada de ondaleta (BLAIN; KAYANO, 2011):

$$\left| \frac{w_n(s)}{\sigma^2} \right|^2 = \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad (14)$$

Em que: σ^2 é a variância da série temporal; χ_2^2 representa a distribuição qui-quadrado com dois graus de liberdade.

O espectro cruzado da ondaleta é definido como (GRINSTED *et al.*, 2004):

$$w^{xy}(t, s) = w^x(t, s)w^{y*}(t, s) \quad (15)$$

Em que (*) é o complexo conjugado.

A análise da coerência da ondaleta é aplicada para permitir a identificação das bandas de frequências e intervalos de tempo nos quais ambas as séries estão relacionadas (TANG *et al.*, 2014). Pode-se definir a coerência da ondaleta como a razão entre o quadrado do espectro cruzado normalizado e o espectro de potência de ondaleta individual (NOBREGA, 2019). Resultando na correlação cruzada entre as duas séries históricas estando em função da frequência, sendo a variação desses valores compreendida entre 0 a 1 (GRINSTED *et al.*, 2004).

A análise da coerência da ondaleta de duas séries temporais X e Y é descrita conforme a equação 15 (TORRENCE; WEBSTER, 1999); GRINSTED *et al.*, 2004):

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}w_n^X(s))|^2}{S(s^{-1}|w_n^X(s)|^2)S(s^{-1}|w_n^Y(s)|^2)} \quad (16)$$

Em que: R_n é a coerência; S é um operador de suavização

Através de minimização do custo total é possível detectar pontos de mudanças, sendo a minimização do custo total formada pelo somatório do custo ligado a adequação da propriedade estatística a ser analisar, ao seu grupo de observações (segmentos):

$$C_t = \sum_{i=1}^{m+1} [C(y(\tau_{i-1}): \tau_i)] + \beta f(m) \quad (17)$$

Em que m é o total de pontos de mudança; $C(y(\tau_i-1):\tau_i)$ é a função de custo de cada segmento; $\beta f(m)$ é um fator de penalidade e C_t é o custo total (HAYNES; ECKLEY; FEARNHEAD, 2014).

As relações de fases ou defasagens entre as séries temporais são representadas pelo ângulo de inclinação dos vetores. Setas orientadas na horizontal apontadas para a direita (0°) indicam que as séries estão em fase; tem-se as séries em fases opostas quando as setas estão orientadas para a esquerda (180°). Para ângulos negativos entre 0° e 180° (-45° , -90° ou -135°) tem-se que o máximo da 1ª série ocorre antes do máximo da 2ª série, ou seja, a série 1 encontra-se antecipada, ocorrendo antes da série 2; quando as setas se encontram verticalmente para cima, com ângulos positivos (45° , 90° ou 135°) revelam que a 1ª série está defasada, o seu máximo ocorre depois do máximo da 2ª série. É necessário a organização e conhecimento da ordem em que as séries são processadas, ou seja, qual série é independente, série 1, qual a dependente, série 2, para que, dessa forma, seja possível calcular o período das defasagens, ou o quanto uma variável vai anteceder ou preceder a outra (SILVA, 2015; BLAIN; KAYANO, 2011).

4. RESULTADOS

4.1 Irauçuba

i. Análise climatológica de Irauçuba

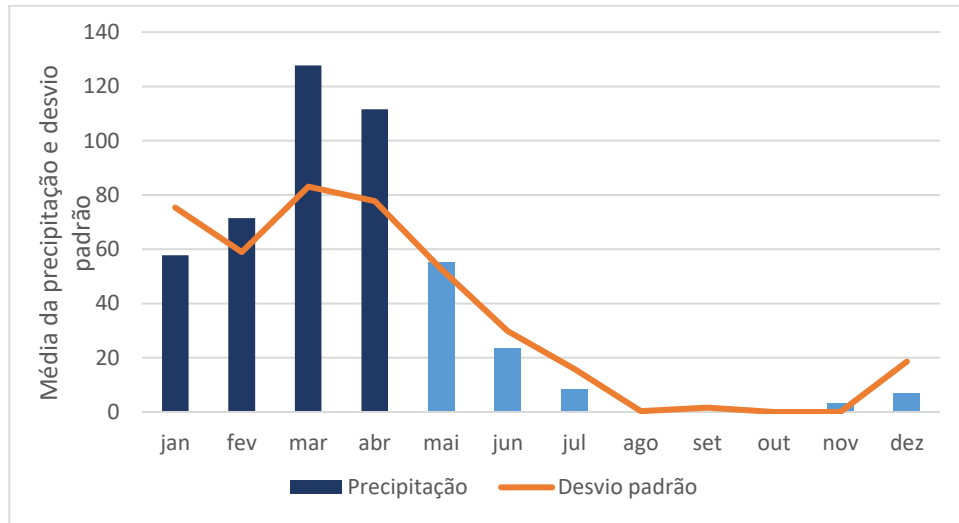
As análises descritas na metodologia foram seguidas inicialmente para Irauçuba, cidade sede do Núcleo de Desertificação de Irauçuba (CE), afim de se obter toda a análise climática e assim compreender o comportamento climático do local, apontando quais sistemas e/ou fenômenos climáticos relacionam-se, contribuindo para o processo de desertificação na localidade.

Na Figura 2 encontra-se a média temporal da precipitação de Irauçuba dos anos de 1981 a 2020, com a quadra chuvosa de janeiro a abril, conforme corrobora Landim *et al.* (2011). Os meses com maiores volumes de chuva são março e abril, sendo o mês de março o que apresentou máximo registro de precipitações, com valor médio de 127,70 mm. Isto revela que os maiores volumes de chuvas ocorrem nos primeiros meses do ano na localidade, esse conhecimento pode ser um indicativo para tomada de ação da defesa civil no gerenciamento e manejo do solo. A variabilidade sazonal das chuvas no Estado do Ceará é caracterizada especialmente pela ZCIT, que atua nos primeiros meses do ano (MOLION; BERNARDO, 2002).

O período de estiagem (Figura 2) ocorre entre maio e dezembro, quando os totais pluviométricos apresentam forte diminuição, principalmente nos meses de agosto a novembro, quando a precipitação é quase zero, o que gera condições ideais para o agravamento da susceptibilidade a degradação ambiental como mostrado por Almeida *et al.* (2014). O acumulado total médio anual registrado para a cidade foi de 462,38 mm de chuva, evidenciando a baixa precipitação da região, típico de regiões semiáridas, principalmente de ND.

O mês de março já é pela média climatológica o mês com maior precipitação (Figura 2), mas quando levado em consideração seu desvio padrão (Figura 3b), o mês de março pode atingir valores acima de 200 mm, pois também apresenta o maior valor de desvio padrão. A média de chuva é aproximadamente 125 mm e o desvio de 83 mm, e essas características são observadas nos meses de março de 1985, março de 1995, março de 2009 e março de 2019, com chuvas bem acima da média, como observado na Figura 3.

Figura 2: Média Climatológica e Desvio padrão da precipitação em Irauçuba. Período de 1981 a 2020.



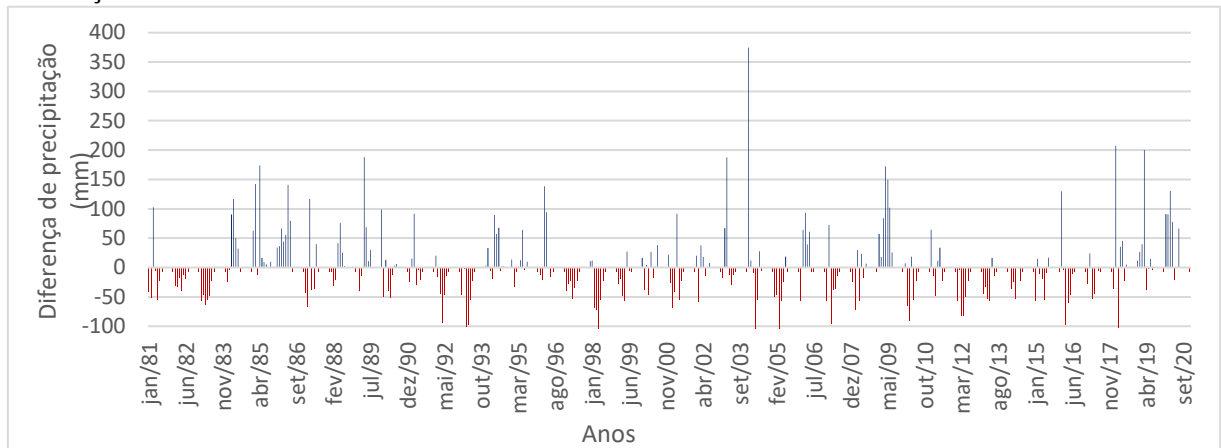
Fonte: Autor, 2022.

4.1.2 Comparação entre precipitação e média climatológica de Irauçuba

Na Figura 3a observa-se a comparação entre a precipitação total mensal e a média climatológica de Irauçuba. Os resultados obtidos mostram que janeiro de 2004 apresentou a maior diferença entre total de precipitação e a média, registrando 374,67 mm acima da média. Entre os anos de 1984 a 1986 houveram totais mensais de precipitação acima da média.

Os valores negativos evidenciam que a média climatológica foi maior que o total mensal, ou seja, o total mensal está abaixo da média, e a maioria desses valores apresentaram 50 mm de diferença. De 2010 a 2015, aproximadamente, a localidade apresentou precipitação abaixo da média nesses 5 anos. Silva *et al.* (2014) compararam as precipitações anuais e a normal climatológica no Estado do Maranhão, os autores perceberam que nos últimos 10 anos houve seis anos em que mais de 50% das estações distribuídas no Estado registraram precipitação abaixo da média climatológica.

Figura 3: Comparação entre a precipitação mensal no período de 1981 a 2020 e a Média climatológica de Irauçuba.



Fonte: Autor, 2022.

4.1.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos utilizando o IAC

Os eventos secos e os chuvosos para ND de Irauçuba (CE) são apresentados através do IAC, tornando possível conhecer variabilidade temporal da localidade, como também identificar os períodos mais intensos e/ou duradouros dos eventos. Na Figura 4 encontra-se o IAC anual para ND de Irauçuba, valores positivos significam anos chuvosos/úmidos, os valores negativos representam os anos secos. Verifica-se, que durante todo o período, tiveram 16 anos com IAC positivos e 23 anos com IAC negativos, isto é, ocorreram mais anos secos que anos úmidos. Costa e Da Silva (2015) também observaram esse fato para o Estado do Ceará.

Além disso, é interessante destacar que antes do ano de 2000, ocorreram 9 anos chuvosos, 10 anos secos; após esse ano, foram registrados 7 anos chuvosos e 13 anos secos, evidenciando dessa forma, que o primeiro período da série é mais chuvoso, ou seja, o ano de 2000 torna-se um ponto de inversão na distribuição da pluviosidade de Irauçuba, em virtude de ocorrer mudança no padrão local entre os anos secos e chuvosos após esse ano, corroborando com Landim *et al.* (2011); Costa e Da Silva (2015).

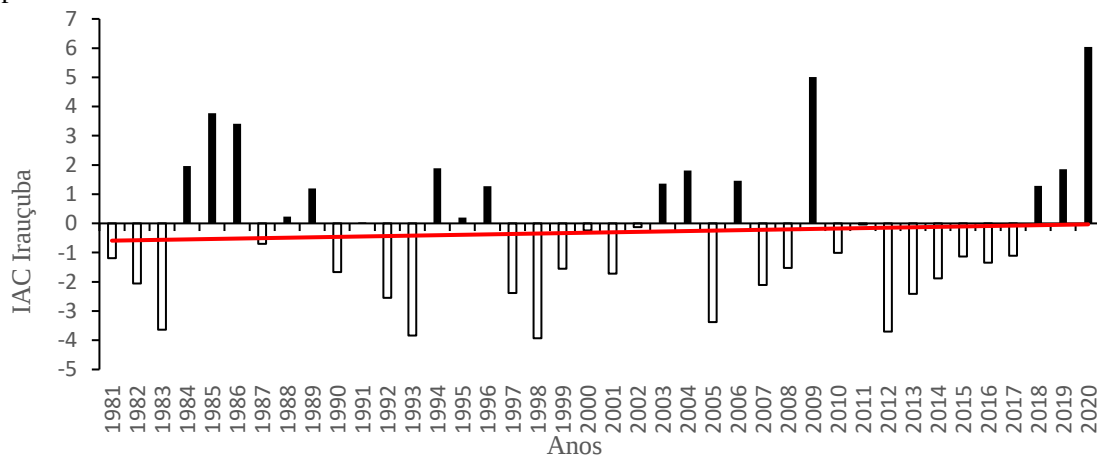
Os períodos secos (Figura 4) ocorreram nos seguintes períodos: entre 1981-1983, 1990-1993, 1997-2002, 2007-2008, sendo o período mais longo de 2010-2017, caracterizando 7 anos consecutivos com eventos secos, estes episódios consecutivos e prolongados de secas contribuem para o agravamento do processo de desertificação, como discutidos por Lanfredi *et al.* (2015); Araújo e Sousa (2017). Além disso, segundo do relatório do Intergovernamental Panel on Climate Change (IPCC, 2019) os últimos anos vêm tornando-se cada vez mais quentes, conforme projeções do relatório, os riscos de déficits de chuva e secas são maiores.

Dentre esses períodos secos (Figura 4), a maioria dos anos foram classificados com muito seco. Ademais, o ano de 1998 destaca-se com maior valor negativo (secos) de -3,93, sendo

classificado como muito seco, é interessante citar que, nesse ano houve atuação do El Niño com forte intensidade (CPTEC, 2021). Possivelmente a ocorrência do fenômeno provocou impacto no comportamento pluviométrico do ND de Irauçuba, o que pode levar a redução na disponibilidade e distribuição da água na localidade.

Em relação aos eventos úmidos (Figura 4) observa-se que apenas nos anos de 2009 e 2020 foram classificados como extremamente úmido ($IAC > 4$). Têm-se os seguintes períodos úmidos: de 1984-1986, 1988-1989, 1994-1996, 2003-2004, 2018-2020, estando caracterizados em sua maioria como úmidos. O ano de maior valor positivo foi 2020, com IAC médio de 6,0.

Figura 4: Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Irauçuba. Para o período de 1981 a 2020.



Fonte: Autor, 2022.

4.1.4 Tendência climática por Mann-Kendall

A análise de tendência em séries históricas de precipitação e temperatura é uma das formas de avaliar o comportamento temporal das séries, como também apontar a ocorrência de mudança climática local, que auxilia na expansão das áreas em processo de desertificação, dessa forma, as tendências temporais das séries de precipitação e temperatura de Irauçuba foram realizadas através do teste de Mann-Kendall.

Para a série histórica de precipitação foram detectadas tendências de diminuição, com tendências anual de -0,0226 mm e tendência na série de -0,9078 mm, essas tendências negativas de precipitação indicam que as chuvas que ocorreram em Irauçuba vêm diminuindo gradativamente ao longo do tempo. A redução das chuvas acarreta irregularidades pluviométricas, diminuição da disponibilidade hídrica, gerando aumento na vulnerabilidade ambiental e consequentemente, contribui para o aumento no processo de desertificação. Os resultados de tendências de diminuição em séries de precipitação também foram encontrados por Lopes e Da Silva (2016) para Sobral/Ibiapaba-CE.

A série temporal de temperatura apresentou leve tendência de aumento, sendo a tendência anual igual a 0,0020 °C e 0,0833 °C em toda a série, sugerindo que a temperatura tende a aumentar. Este resultado condiz com estudos realizados por alguns pesquisadores (MARENGO; VALVERDE, 2007; TOMASELLA *et al.*, 2009; NÓBREGA *et al.*, 2011; MARENGO, 2016; DOURADO, 2017; IPCC, 2019) que apontaram aumento da temperatura planetária, indicando um cenário climático favorável à expansão das áreas suscetíveis à desertificação. Além desses, Matheus *et al.* (2015) também observaram tendências de aumento na temperatura do ar em todas as regiões cearenses. No teste de T-Student (Tabela 2) ambas as séries de precipitação e temperatura não apresentaram significância estatística em suas tendências de diminuição e aumento respectivamente.

Tabela 2 - Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Irauçuba, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%.

Tendências por Mann-Kendall para Irauçuba			
	Tendências por ano	Tendências na série	Teste de Significância T-Student
Precipitação (mm)	-0,022697125	-0,9078	Diminuição – Sem significância
Temperatura (°C)	0,002083366	0,0833	Aumento - Sem significância

Fonte: Autor, 2022.

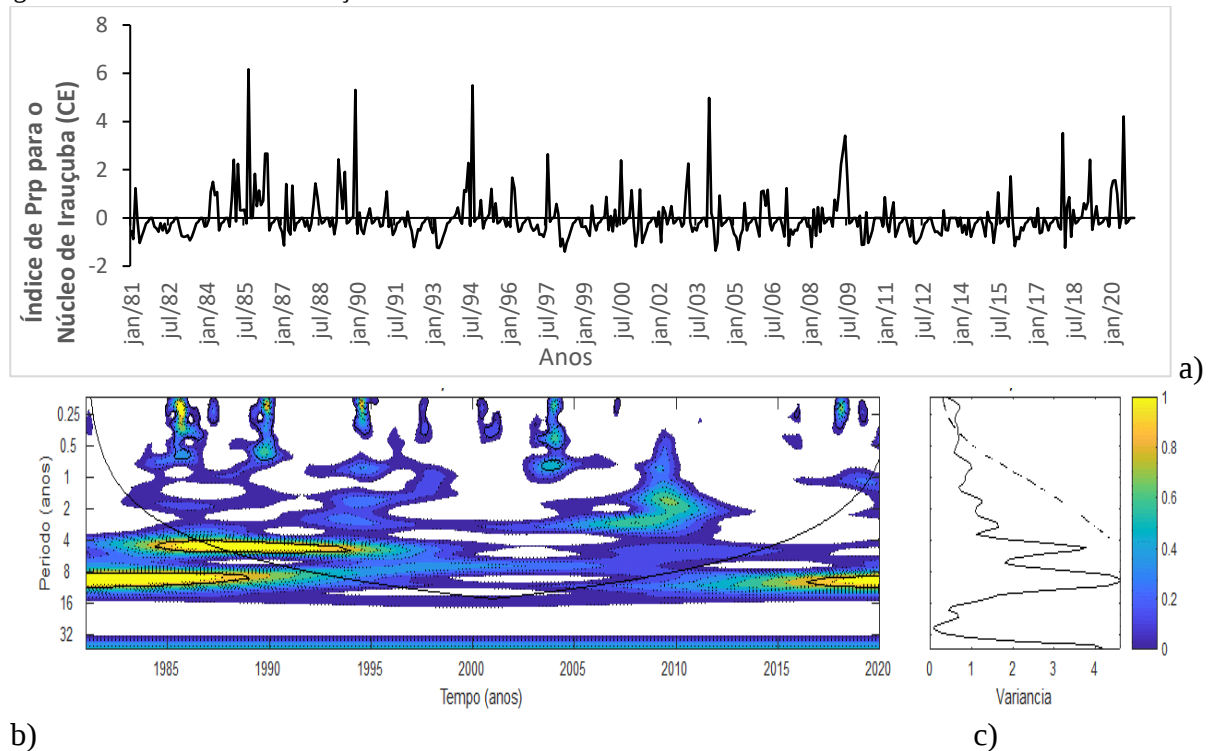
4.1.5 Identificação das causas climáticas de Irauçuba

Foram realizadas as Análise em Ondaletas para série de precipitação do ND de Irauçuba (CE) e pode-se observar que as escalas temporais que influenciam a série de precipitação são: a escala sazonal, a escala de 4 a 8 anos associado ao ENOS estendido (DA SILVA, 2017; DA SILVA *et al.*, 2020), a escala de 11 anos relacionada ao Dipolo do Atlântico (CLAUZET & WAINER, 1999), podendo está ligado também com o ciclo de Manchas solares (ECHER, 2003). É possível observar na série temporal (Figura 5a) que o pico mais elevado de precipitação ocorreu em 1985, com índice igual a 6,16, isto devido a atuação simultânea das escalas temporais presentes na série, como discutido por Rockwood e Maddox (1988) ou ainda, esses fenômenos climáticos podem estar ocorrendo em mesma fase, corroborando com Gershunov e Barnett (1998) e Da Silva (2017).

A escala sazonal (Figura 5) mostrou-se presente apenas em 1985, já a escala do fenômeno ENOS estendido ocorreu de 1984 a 1995, o Dipolo influenciou do início da série a 1990, voltando a ocorrer de 2016 ao final da série, sendo esta a escala dominante. É interessante enfatizar que o ENOS causou grandes acúmulos de precipitação nos anos de 1989 e 1994, influenciando nos altos valores de Espectro de potência de ondaleta (EPO) como visto por Landim

et al. (2011) para Irauçuba. Já no ano de 1998 ocorreram baixos valores de índice de precipitação, ano no qual não houve influência das escalas atuantes, apenas vestígios da escala do ENOS estendido.

Figura 5: a) Índice de precipitação (Prp) para Irauçuba (CE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para Prp. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.



c)
Fonte: Autor, 2021.

A Figura 6 mostra a análise de ondaleta para a série temporal de temperatura para o núcleo de desertificação de Irauçuba para o período de 1981 a 2020. Analisando o EPO (Fig. 6b), pode-se verificar que os valores significativos de potência se encontram na escala de 1-2 anos associados a escala do ENOS atuante entre 1981 a 1985, porém sem significância estatística, e ainda atuando com menor intensidade em 1999.

A escala do ENOS atuou em conjunto com as escalas de 3-8 anos ligadas ao ENOS estendido, com a escala de 8-11 anos associadas ao Dipolo do Atlântico (CLAUZET; WAINER, 1999), atuando também com a escala de 32 anos que pode estar ligada à OIP (OLIVEIRA *et al.*, 2017) e que apresenta um ciclo de variação entre 15 e 30 anos.

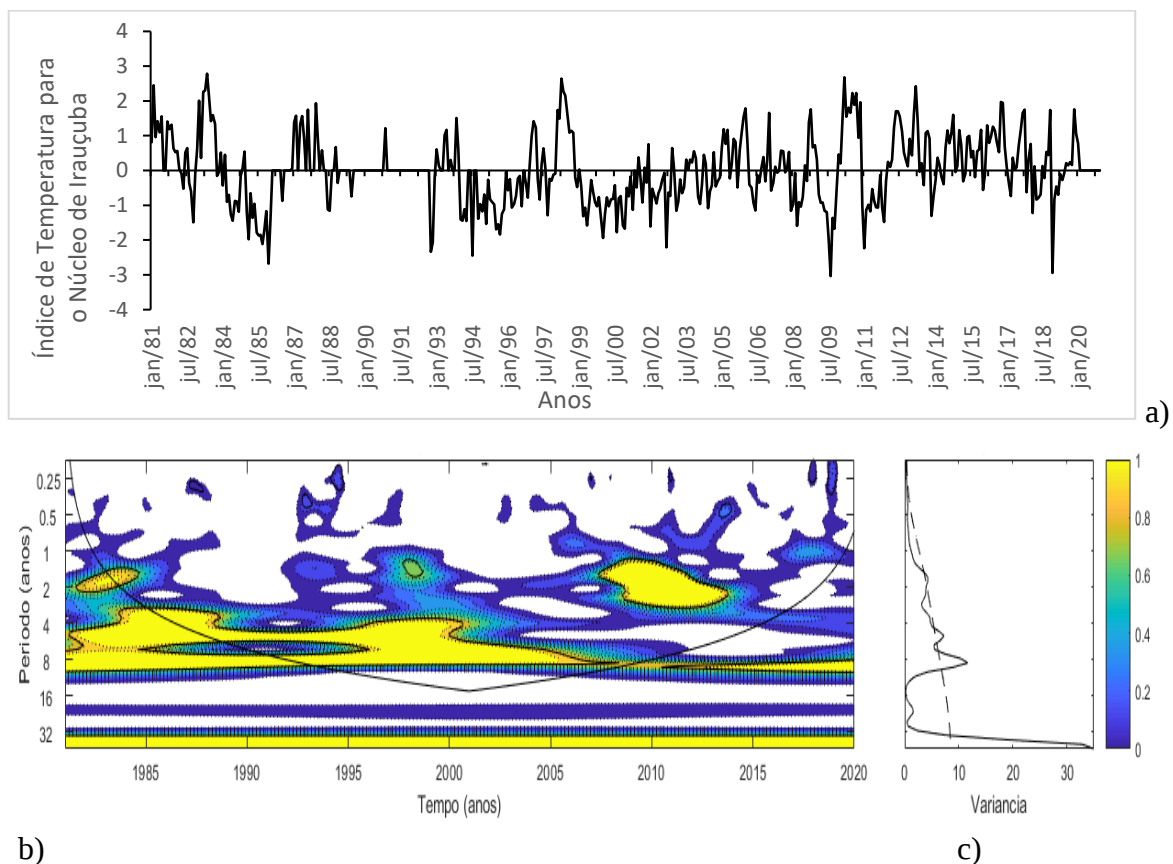
Como já mencionado, o acoplamento entre diferentes escalas levam ao aumento da intensidade do evento (ROCKWOOD; MADDOX, 1988), como por exemplo nos anos de 1983 e 1998, ocorreram altos picos de temperatura devido a atuação simultânea de escalas, enquanto

que nos anos seguintes a temperatura apresentou grande queda, isto porque a interação entre as escalas tornou-se menor, ou ainda, pode-se atribuir a possível oposição de fases entre os fenômenos.

A escala de 32 anos mostrou-se dominante na série, estando presente em todos os anos, no entanto, o pico espectral nessa escala não tem significância estatística, já que está fora do cone de influência.

Outrossim, entre os anos de 2007 e 2014 ocorreram picos espectrais na escala de 2-4 anos associada ao ENOS estendido agindo simultaneamente com a escala de 32 anos, ocasionando índices negativos de temperatura em 2009, seguidos de picos positivos (Figura 6a) durante 2010, o que possivelmente está relacionado com mudanças de fases dos sistemas como discutido por Gershunov e Barnett (1998), Da Silva e Kayano (2010), Da Silva (2017) e Bonfim *et al.* (2020).

Figura 6: a) Índice de Temperatura para Irauçuba (CE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.



Fonte: Autor, 2021.

Os resultados das análises de Ondaletas apontaram que as séries de precipitação e temperatura contêm influências de diferentes escalas de variabilidades, como escalas do ENOS, ENOS estendido, Manchas solares e Dipolo do Atlântico e OIP, os quais também influenciaram a série de temperatura. Adicionalmente foi usada a análise de Ondaleta cruzada e coerência e fase da Ondaleta na série de precipitação de Irauçuba com o índice climático do Dipolo do Atlântico, que apresentou a sua escala como dominante sobre a série, afim de verificar a relação entre ambas as séries temporais. A análise de Ondaleta cruzada e coerência e fase da Ondaleta também foi aplicada nas séries de precipitação de todos os ND com seus respectivos índices climáticos dominantes.

4.1.6 Análise das ondaletas cruzadas para precipitação

Na análise da Ondaleta Cruzada (Figura 7) as cores indicam máximas/mínimas coerências entre as séries. As máximas estão representadas em amarelo, as mínimas em azul, conforme está na escala numérica e de cores. Os valores com significância estatística são contornados por uma linha preta, indicando o nível de significância estatística de 95% de confiança.

O Espectro de Ondaleta cruzada da série de precipitação do Núcleo de Irauçuba com o Índice Dipolo do Atlântico encontra-se na Figura 7. Para a série temporal do núcleo de Irauçuba, foi realizada a média dos quatro Municípios que compõem o Núcleo, afim de obter um maior período de dados, visto ser necessário maior série de dados para geração da Ondaleta Cruzada, conforme sugerido por Blain e Kayano (2011).

As principais coerências ocorrem entre 1 e 3,5 anos ao longo da série. Entre as escalas de 2 e 4 anos, há forte coerência entre as duas séries estudadas, aproximadamente entre 1980 e 1985.

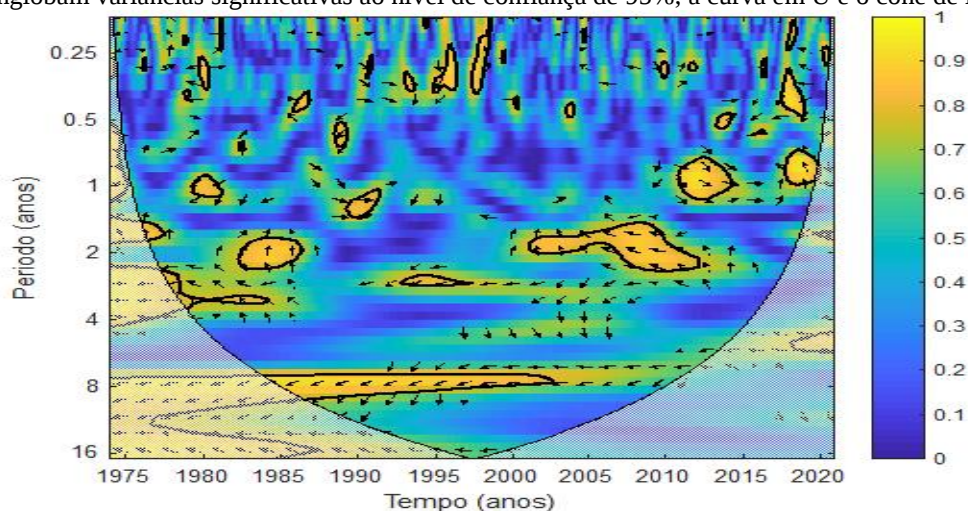
No entanto de 1983 a 1985, com setas para cima, formando ângulo de 90 graus positivo, indicam que o máximo de precipitação ocorre depois do máximo do índice de Dipolo. Com o cálculo do ângulo de 90 graus, as escalas com maiores coerências, o máximo de precipitação ocorreu de 3 a 10,5 meses após o máximo do índice de Dipolo, para período 1983-85.

Já na escala temporal de 3,5 anos, entre 1980 a 1985, com setas para cima e esquerda, formando um ângulo de 135 graus positivo, o máximo de precipitação ocorreu 15,75 meses ou 1,3125 anos após o máximo do Dipolo do Atlântico.

Áreas com maior coerência na Figura 7, entre 2004 e 2010, com setas para esquerda com ângulo de 180 graus, mostra que as variáveis estão fora de fase, coincidindo o máximo de precipitação com mínimo do Dipolo. Nóbrega (2019) verificou que as séries do Dipolo do

Atlântico com a precipitação do Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental também apresentaram ângulo de 180 graus, evidenciando a fase oposta entre as variáveis. Além desses, na escala temporal de 8 anos, entre 1985 e 2004, também há forte coerência entre as séries analisadas, com setas para baixo e esquerda, formando um ângulo de 135 graus negativos, indicando que o máximo de precipitação ocorre 36 meses ou 3 anos antes do máximo do índice de Dipolo.

Figura 7: Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Irauçuba e Dipolo do Atlântico (AMM) para o período de 1974-2020. Contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência.



Fonte: Autor, 2021.

4.2 Cabrobó

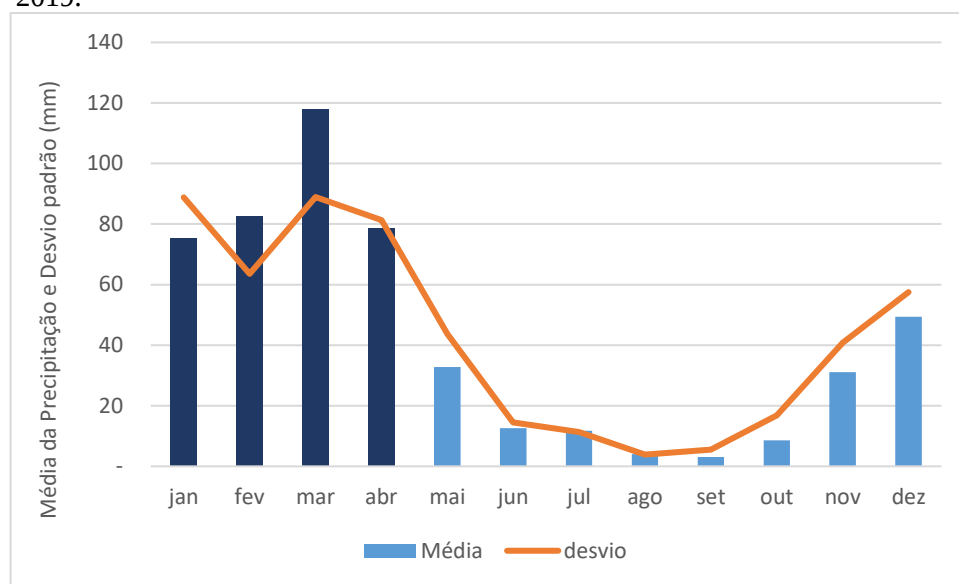
4.2.1 Análise climatológica de Cabrobó

A Figura 8 mostra a média temporal da precipitação em Cabrobó (PE), o regime pluviométrico da série, dos anos de 1961 a 2019. Observa-se que o período chuvoso se estende de janeiro a abril, com início das chuvas em dezembro, corroborando com Lucena *et al.* (2017) tendo o mês de março como o mais chuvoso, visto que apresentou maiores registros de precipitações, com valor médio de 117,94 mm.

O período seco (Figura 8) por sua vez, apresenta-se mais extenso/duradouro comparado ao período chuvoso, e abrange os meses de maio a dezembro, sendo os meses de agosto e setembro os que apresentam diminuição dos totais pluviométricos, quando a precipitação é 3,99 mm para agosto e 3,09 mm para setembro. A cidade de Cabrobó apresentou acumulado total médio anual de 507,73 mm. As características climáticas do ND apresentam altas intensidades, como elevada incidência de radiação solar e evaporação, baixa nebulosidade e baixas taxas de umidade relativa (SOARES, 2012).

O mês de março apresenta tanto a maior precipitação, visto pela média climatológica (Figura 8) quanto maior desvio padrão (Figura 8), podendo atingir valores acima de 200 mm, pois também apresenta o maior valor de desvio padrão. A média de chuva do mês é aproximadamente 118 mm e o desvio de 89 mm, e essas características são vistas nos meses de março de 1985 e abril de 1988 com chuvas muito acima da média, como observado na Figura 9.

Figura 8: Média Climatológica e desvio padrão da precipitação em Cabrobó. Período de 1961 a 2019.



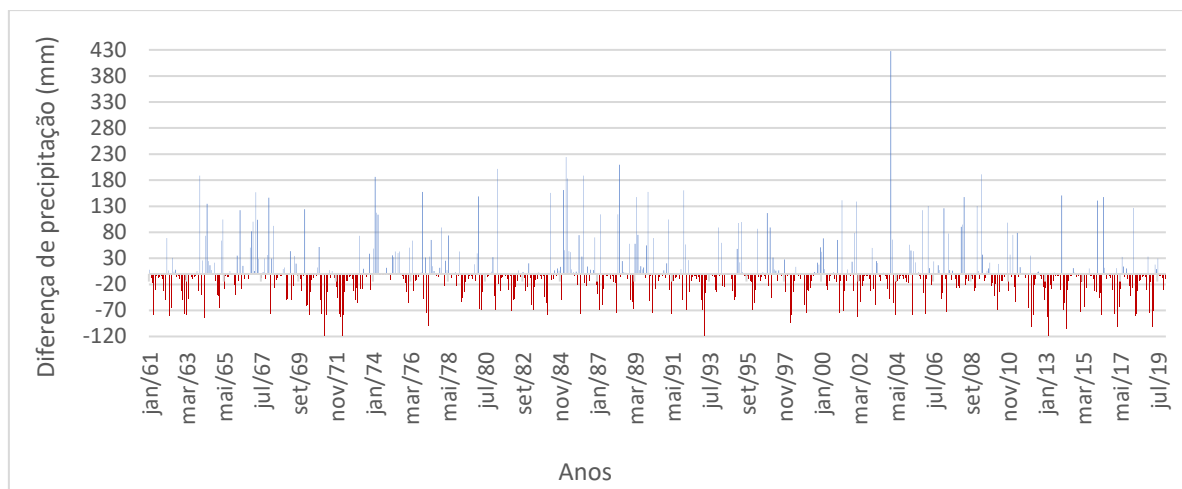
Fonte: Autor, 2022.

4.2.2 Comparação entre a precipitação e a média climatológica de Cabrobó

Na Figura 9 tem-se a comparação entre a precipitação total mensal e a média climatológica de Cabrobó. Pode-se observar que janeiro de 2004 foi o que apresentou a maior diferença positiva em toda a série, ou seja, o total mensal com 427,4 mm acima da média, e a maioria dos valores positivos, que indicam o total maior que a média, ultrapassaram 130 mm de diferença. Para a localidade, os meses que mostraram o total mensal das precipitações acima da média apresentam maior diferença, em mm, que os meses abaixo da média.

Em março de 1985 e abril de 1988 os valores de precipitação total mensal excedem 200 mm acima da média. Os resultados de Lucena (2017) mostraram que em 1998 foi registrado 182,6 mm de precipitação, quase 20 mm, distribuídos em 21 dias na estação chuvosa, o que correspondeu a 53% da média climatológica para o período.

Figura 9: Comparação entre a precipitação total mensal no período de 1961 a 2020 e a Média climatológica de Cabrobó.



Fonte: Autor, 2021.

4.2.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos utilizando o IAC para Cabrobó

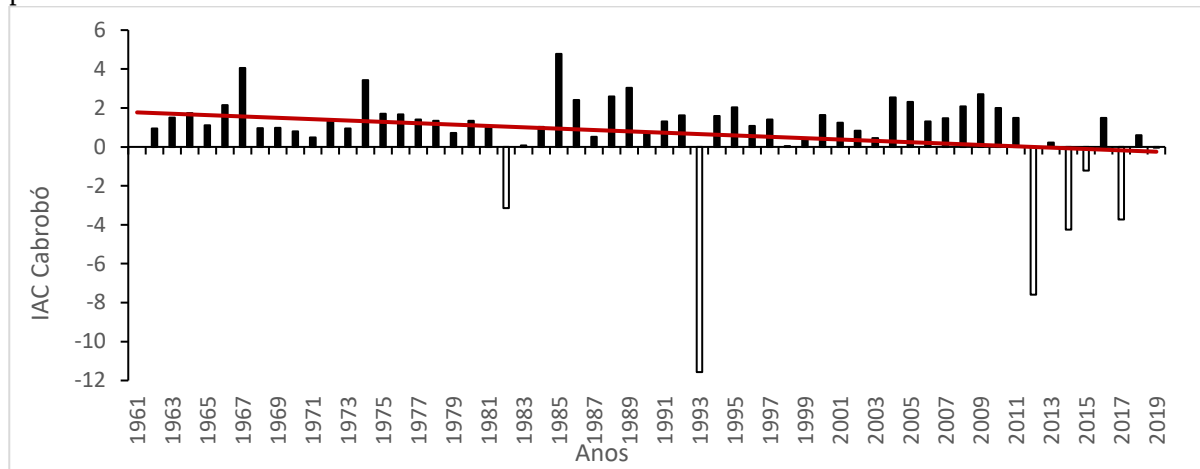
Na Figura 10 encontram-se caracterizados os anos secos e os chuvosos para o ND de Cabrobó através do IAC anual. Verifica-se que, durante todo o período, ocorreram apenas 6 anos com IACs negativo, ou seja, poucos anos secos. No entanto, esses anos secos apresentaram altos valores de IAC, como por exemplo, o ano de 1993 com valor de IAC igual a -11,56. Por outro lado, os anos com IACs positivos registrados foram 53 anos, isto é, ocorreram mais anos úmidos que anos secos.

É interessante destacar que, após a segunda metade do período analisado (Figura 10) observar-se que os eventos secos foram mais frequentes, apresentando-se mais intensos, podendo gerar condição favorável ao aumento da variação da área degradada. Os anos secos foram: 1982, 1993, 2012, 2014, 2015 e 2017, destacando-se o ano de 1993, com maior registro de IAC negativo, com classificação extremamente seco. Com exceção de 2015, todos os anos secos foram intensos, o que colabora para o avanço e agravo da desertificação, concordando com Araújo e Sousa (2017).

É relevante citar que, alguns desses anos foram anos de ocorrência do El Niño (CPTEC, 2021), o que pode ter influenciado no comportamento pluviométrico da localidade.

Dentre todos os eventos úmidos (Figura 10) apenas os anos de 1976 e 1985 foram classificados como extremamente úmido ($IAC > 4$) concordando com Lucena (2017). Têm-se os seguintes períodos úmidos: de 1962-1981, 1984-1992, 1994-2011. O ano de maior valor positivo foi 1985, com IAC médio de 4,7.

Figura 10: Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Cabrobó (PE). Para o período de 1961 a 2019.



Fonte: Autor, 2021.

4.2.4 Tendência climática por Mann-Kendall

Foram identificadas tendências de diminuição para a série histórica de precipitação de Cabrobó (Tabela 3) com tendências anual de $-0,1313$ mm e tendência na série de $-7,7477$ mm com significância estatística de acordo com teste T-Student. Tendência negativa indica diminuição na série, ou seja, a precipitação de Cabrobó tende a diminuir gradativamente ao longo do tempo. A diminuição da precipitação pode favorecer a ocorrência de secas, com as mudanças climáticas.

Diminuição em séries de precipitação também foram encontradas por Dourado (2017) ao realizar simulações dos impactos das mudanças climáticas.

Para a série de temperatura (Tabela 3) foi detectado tendência de aumento, com tendência anual igual a $0,0238^{\circ}\text{C}$ e com $1,4089^{\circ}\text{C}$ em toda a série, sem significância estatística, apontando que a temperatura em Cabrobó se elevou, concordando com o relatório do IPCC (2019) que apontou aumento de aproximadamente 1°C acima da média de aquecimento global.

De acordo com Oliveira *et al.* (2021) com o aumento da temperatura, aumenta-se as ocorrências de ondas de calor, em maiores proporções de intensidade, duração e frequência, em decorrências das mudanças climáticas. Essa intensificação dos eventos relacionados ao aumento de temperatura pode resultar em um panorama climático susceptível à expansão do processo de desertificação.

Tabela 3 - Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Cabrobó, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%.

Tendências por Mann-Kendall para Cabrobó			
	Tendências por ano	Tendências na série	Teste de Significância T-Student
Precipitação (mm)	-0,131317456	-7,747729885	Diminuição – com significância
Temperatura (°C)	0,023880386	1,408942774	Aumento - sem significância

Fonte: Autor, 2021.

4.2.5 Identificação das causas climáticas em Cabrobó

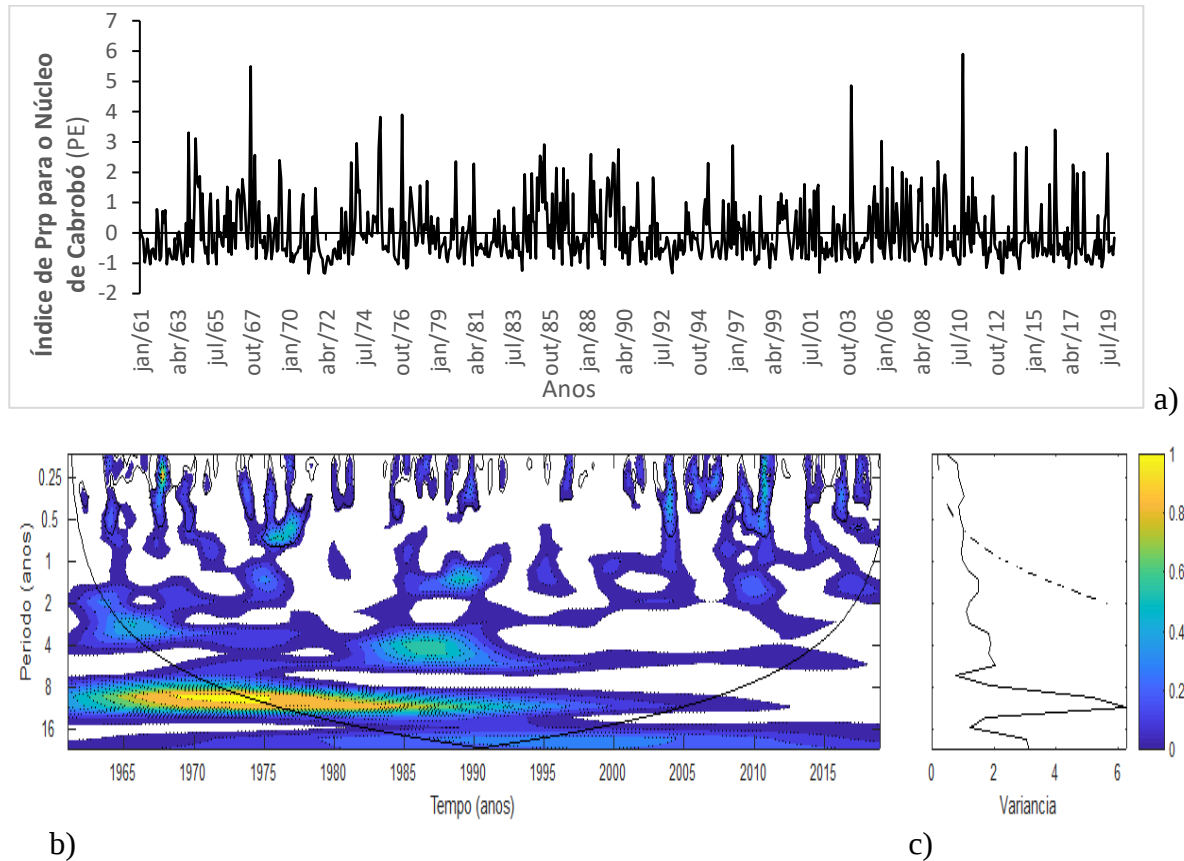
Pode-se observar através da Figura 11, que a série de precipitação foi influenciada por diferentes escalas temporais, como a escala sazonal, a escala de 2 a 4 anos associado ao ENOS, a escala de 11 anos relacionada ao Dipolo do Atlântico, sendo esta a escala dominante, a mais atuante na série, tendo início em 1965, estendendo-se até aproximadamente 1990.

Através da Figura 11a pode-se verifica que em 1967 ocorreu um alto pico de precipitação, com índice igual a 5,4; devido a ação conjunta da escala sazonal, com a escala que corresponde ao ENOS, e a escala do Dipolo do Atlântico, esse acoplamento acentua/intensifica os totais pluviométricos (ROCKWOOD; MADDIX, 1988), ocasionando anos com precipitações anômalas.

Outros anos com valores anômalos de índices de precipitação foram 2004 e 2010 também causados pela interação das escalas temporais de períodos distintos, sendo esta interação menor, visto que, nesses anos restou apenas vestígios do fenômeno do Dipolo do Atlântico (Figura 11b).

Chen *et al.* (2015) estudando a mudança da relação entre as variações interanuais da oscilação do Atlântico Norte, observaram a intrínseca relação entre fenômenos distintos, seus resultados mostraram que eventos ENOS exercem um papel fundamental no início das anomalias de Atlântico Norte através de mudanças na circulação atmosférica.

Figura 11: a) Índice de Temperatura para Cabrobó (PE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.



Fonte: Autor, 2021.

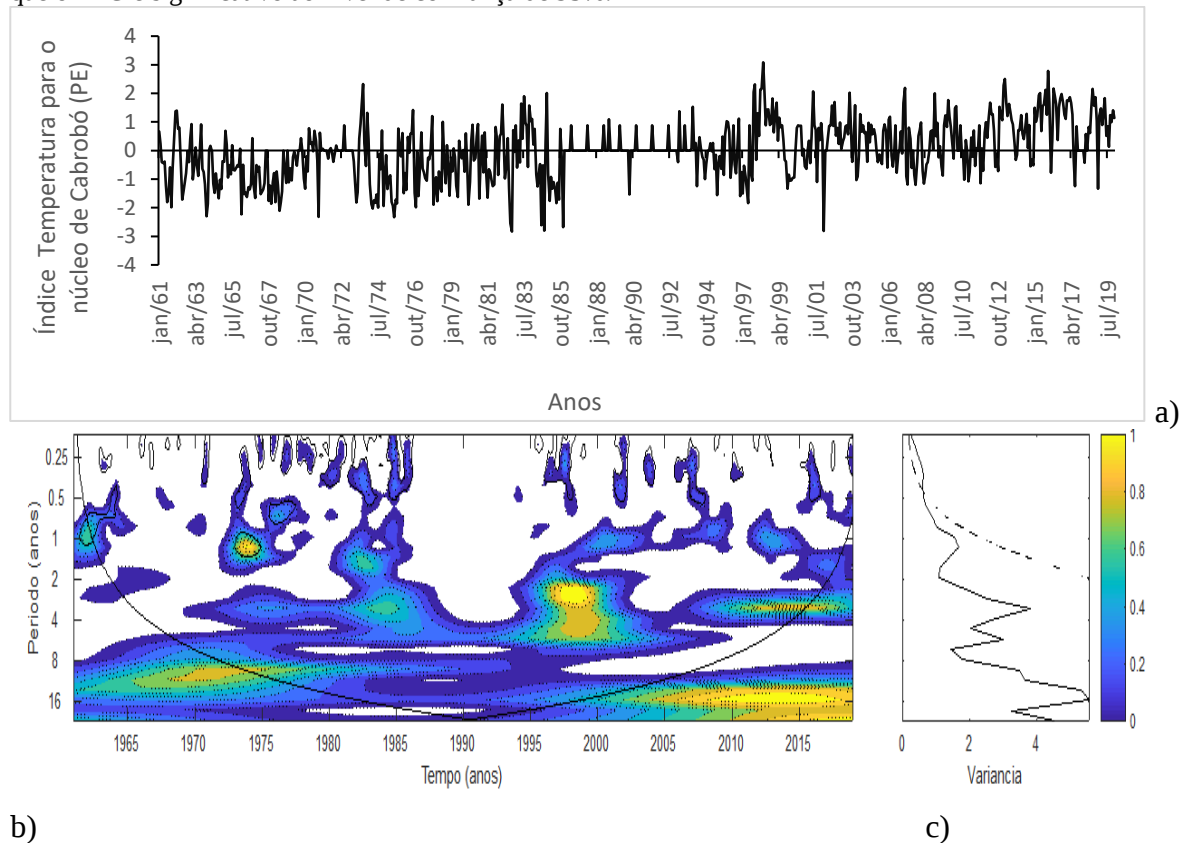
Na análise da série temporal de temperatura (Figura 12a) têm-se a escala interanual de 1-2 anos, estando mais atuante no início da série e em 1970, a de 2-4 anos associados a escala do ENOS, atuando em maior intensidade a partir de 1997 a 2002, a de 11 anos associadas ao Dipolo do Atlântico, ocorrendo a partir 1965 a aproximadamente 1980, e a escala de 16-18 anos, que pode estar ligado ao ciclo de Saros, causado por parâmetros orbitais lunar (OLIVEIRA *et al.*, 2017) essa escala esteve presente de 2005 até o fim da série, sendo a escala dominante, mesmo não apresentando significância estatística, por estar fora do cone de influência.

O maior pico positivo de temperatura ocorreu em 1998, quando houve a ação da escala do ENOS, em contrapartida, no ano de 2002, também sob atuação do fenômeno, a figura 12a mostra altos valores de diminuição na temperatura com índice igual a -2,81; o que se deve ao fato do fenômeno ter entrado em fase oposta, ocasionando efeitos opostos (GERSHUNOV; BARNETT, 1998; DA SILVA, 2017; BONFIM *et al.* 2020).

Além disso, entre os anos de 1980 a 1995 ocorreram muitos picos negativos de temperatura (Figura 12a), isto porque, durante esses anos a existência de fenômenos diferentes

foi menor, ou até mesmo houve ausência deles. Ainda, de 2010 a 2015 tem-se simultaneamente ação da escala do ENOS com a de 16 anos, ocasionando maiores ocorrências de índices positivos de temperatura, o que pode indicar que a atuação conjunta desses fenômenos contribui no aumento da temperatura.

Figura 12: a) Índice de Temperatura para Cabrobó (PE) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.



Fonte: Autor, 2021.

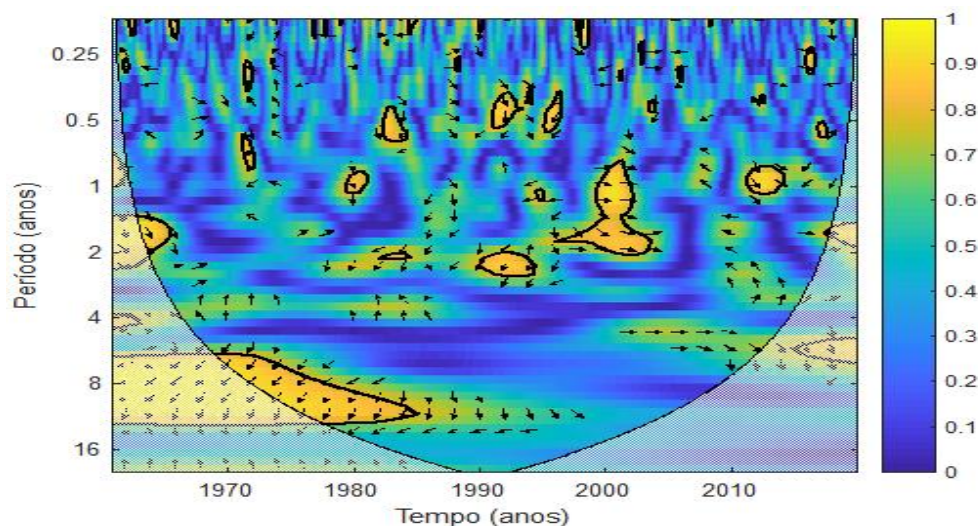
4.2.6 Análise das Ondaletas Cruzadas para precipitação

A Ondaleta cruzada da série de precipitação de Cabrobó com o Índice Dipolo do Atlântico é mostrada na Figura 13. As principais coerências são vistas entre 1-2 anos e 8 anos aproximadamente ao longo da série. A coerência entre as duas séries nas escalas de 1 e 2 anos ocorreram em aproximadamente 1998 e 2001, com setas direcionadas horizontalmente para a direita, apontando que as séries se encontram em fase nessas escalas temporais.

Já na escala temporal de 6 a 12 anos, entre 1970 a 1988, têm-se forte coerência com setas inclinadas para baixo e esquerda, formando um ângulo de 135 graus negativo, com o cálculo do ângulo de 135 graus e a escala com maior coerência, o máximo de precipitação ocorre de 27 a 54 meses antes do máximo do Dipolo do Atlântico.

Rocha *et al.* (2019) utilizando análise Ondaleta cruzada concluíram que períodos de mesmas fases dos índices climáticos (ODP e OMA) apontavam um comportamento mais definido para precipitações.

Figura 13: Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Cabrobó e Dipolo do Atlântico para o período de 1974-2020. Contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência.



Fonte: Autor, 2021.

4.3 Seridó

4.3.1 Análise Climatológica de Seridó

A Figura 14 mostra a climatologia mensal da precipitação para o núcleo de Seridó. Nota-se que a estação chuvosa se concentra nos quatro primeiros meses do ano, de janeiro a abril. Nos meses de março e abril os valores médios mensais ultrapassam os 100 mm, com destaque para o mês de abril que se apresentou como o mais chuvoso, com 142,4 mm. O total anual para o núcleo foi de 557,4 mm.

Segundo Almeida *et al.* (2014) os totais pluviométricos no núcleo apresentam bastante irregularidades, durante a estação chuvosa em apenas três meses (fevereiro a abril) chove o equivalente a 65 % do total anual. Estes resultados corroboram com Cabral Júnior e Lucena (2020); Lucena *et al.* (2013) que analisaram localidade de Caicó-RN.

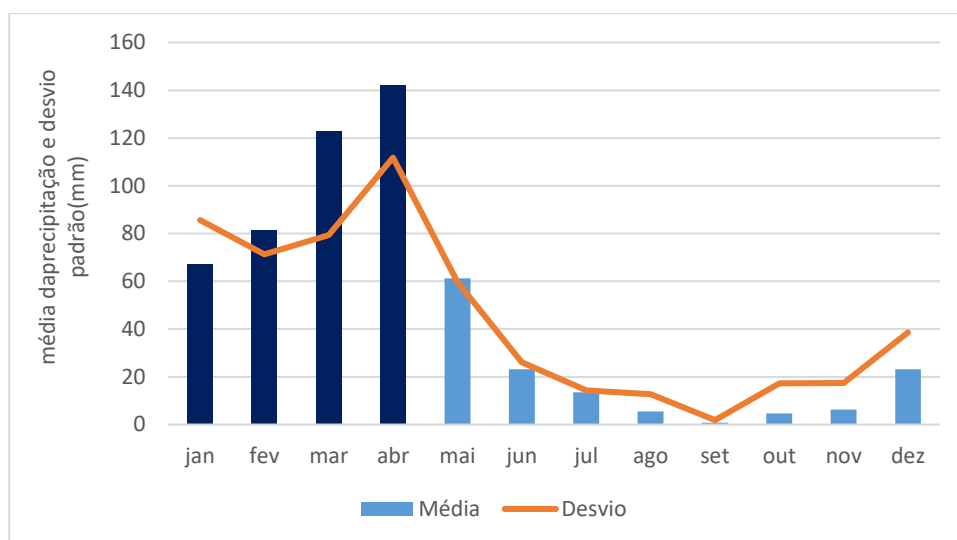
O período seco (Figura 14) ocorre de junho a novembro, quando os totais mensais apresentam diminuição, principalmente no mês de setembro, com total mensal próximo a zero mm. Para Almeida *et al.* (2014) a deficiência hídrica significativa colabora para a vulnerabilidade dos ND ao processo de degradação ambiental. Além do mais, a região apresenta

um intenso desgaste dos recursos naturais devido ao histórico de usos da terra, o que contribui ainda mais para o processo de desertificação (ARAÚJO; SOUSA, 2017).

Abril é o mês que apresenta maior média climatológica e maior desvio padrão (Figura 14) para Seridó, no entanto janeiro (após abril) apresenta maior valor de desvio, podendo nesse mês, ter ocorrências de chuvas bem acima da média, ou do esperado, mesmo janeiro tendo média menor que fevereiro e março. Isso pode ser verificado em janeiro de 1990, janeiro de 1995, janeiro de 1996, janeiro de 2002 e janeiro de 2004.

Já os meses de abril que podem ter chuvas com maiores valores devido maiores médias e maiores desvios padrão, são exemplificados em abril de 1989, abril de 2008, abril de 2009 e abril de 2018. Em Marengo (2016), esses valores associados já são apontados em estudos para identificação de períodos de maior ocorrência de eventos extremos.

Figura 14: Média Climatológica e desvio padrão da precipitação em Seridó. Período de 1989 a 2019.



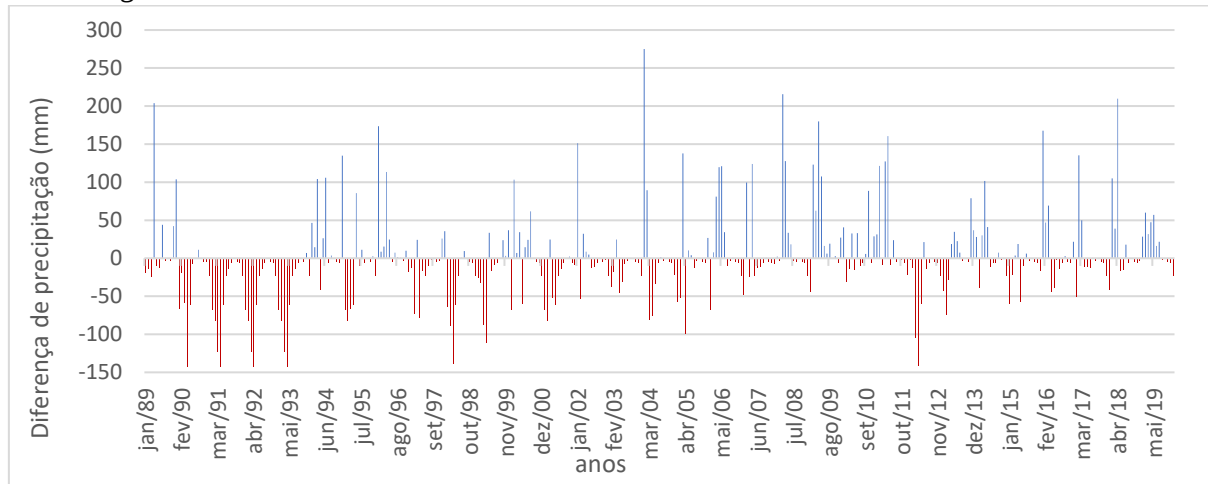
Fonte: Autor, 2022.

4.2.2 Comparação entre a precipitação e a Média climatológica de Seridó

A comparação entre a precipitação total mensal e a média climatológica de Seridó encontra-se na Figura 15, a qual mostra os valores de precipitação acima ou abaixo da média na localidade. Os valores positivos indicam que nesses anos o total mensal da precipitação foi maior que a média climatológica, sendo muitas vezes alta a diferença, como por exemplo, em abril de 1989, janeiro de 2004, março de 2008, abril de 2018 que registraram 200 mm de precipitação acima da média. Oliveira *et al.* (2019) constataram que os anos de 1994, 1995, 2000 a 2002, 2004 a 2006 e 2008 a 2011 (total de 12 anos) apresentaram chuvas superiores à média em Seridó da Paraíba.

Além desses, os meses abaixo da média também mostraram-se com altos valores de diferença, com alguns meses próximos a 100 mm abaixo da média.

Figura 15: Comparação entre precipitação total mensal no período de 1989 a 2020 e a Média climatológica de Seridó.



Fonte: Autor, 2022.

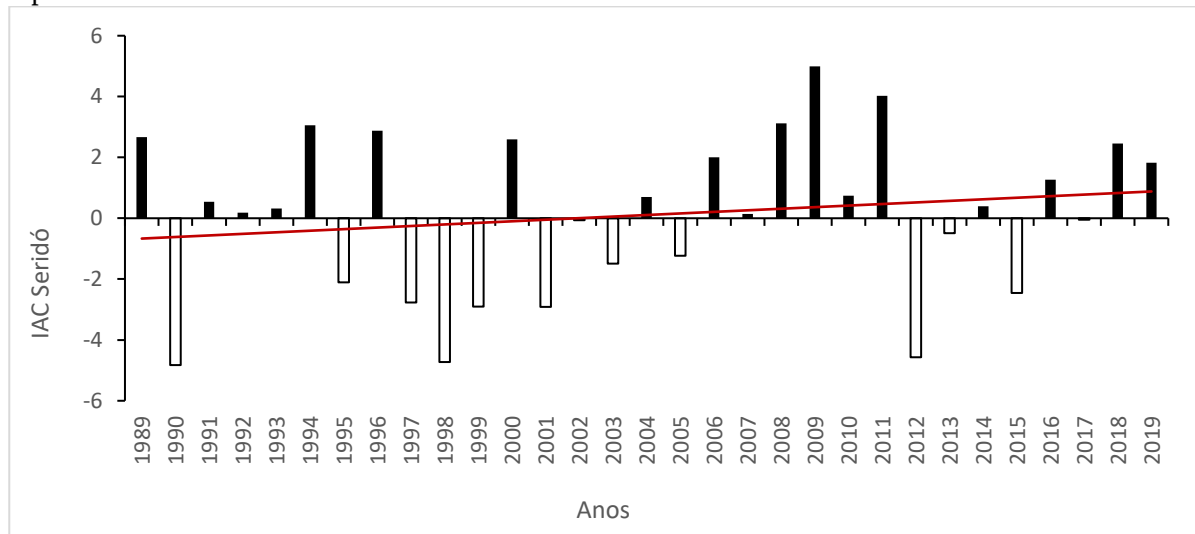
4.3.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos Para Seridó utilizando o IAC

O IAC anual para Seridó (Figura 16), caracteriza os anos secos e chuvosos. Verifica-se, que ocorreram 18 anos com IACs positivos e 11 anos com IACs negativos, isto é, ocorreram mais anos úmidos que anos secos, no entanto, os anos secos apresentaram-se mais intensos que os úmidos. Segundo Cabral Júnior e Lucena (2020) a variabilidade da chuva é uma característica intrínseca das condições diversas (localização geográfica, condições atmosféricas, influência oceânica), típicas da região de clima tropical semiárido, ocorrendo anos mais e outros menos chuvosos, com alta variabilidade mensal e anual.

Dentre os anos secos (Figura 16) destaca-se os anos de 1990, 1998 e 2012 com os maiores valores de IAC negativo (seco), com classificação extremamente seco, sendo o ano de 1990 o de maior registro com $-4,82$, todos os anos secos foram intensos. A repetida ocorrência de eventos de seca pode impactar na umidade do solo, e no escoamento superficial (IPCC, 2013).

Dentre todos os eventos úmidos (Figura 16) apenas os anos de 2009 e 2011 foram classificados como extremamente úmido ($IAC > 4$). O ano de maior valor positivo foi 2009, com IAC médio de $4,9$.

Figura 16: Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Seridó (RN/PB). Para o período de 1989 a 2019.



Fonte: Autor, 2022.

4.3.4 Tendência climática por Mann-Kendall

Na Tabela 4 encontram-se as tendências para a série histórica de precipitação e temperatura para Seridó, para a série de precipitação a tendência foi positiva, com tendência anual de 0,5764 mm e em toda a série de 17,8688 mm. O aumento da precipitação na cidade não foi significativo estatisticamente de acordo com o teste T-Student.

Na série de temperatura (Tabela 4) também foi encontrada tendência de aumento, com tendência anual igual 0,0285°C e com 0,8863°C em toda a série, com significância estatística pelo T-Student, concordando com alguns autores que em seus resultados apontaram aumento na temperatura (NÓBREGA *et al.*, 2011; MARENGO, 2016; DOURADO, 2017).

Tabela 4- Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Seridó, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%.

Tendências por Mann-Kendall para Seridó			
	Tendências por ano	Tendências na série	Teste de Significância T-Student
Precipitação (mm)	0,576413502	17,86881855	Aumento – sem significância
Temperatura (°C)	0,028592784	0,886376295	Aumento – com significância

Fonte: Autor, 2022.

4.3.5 Identificação das causas climáticas

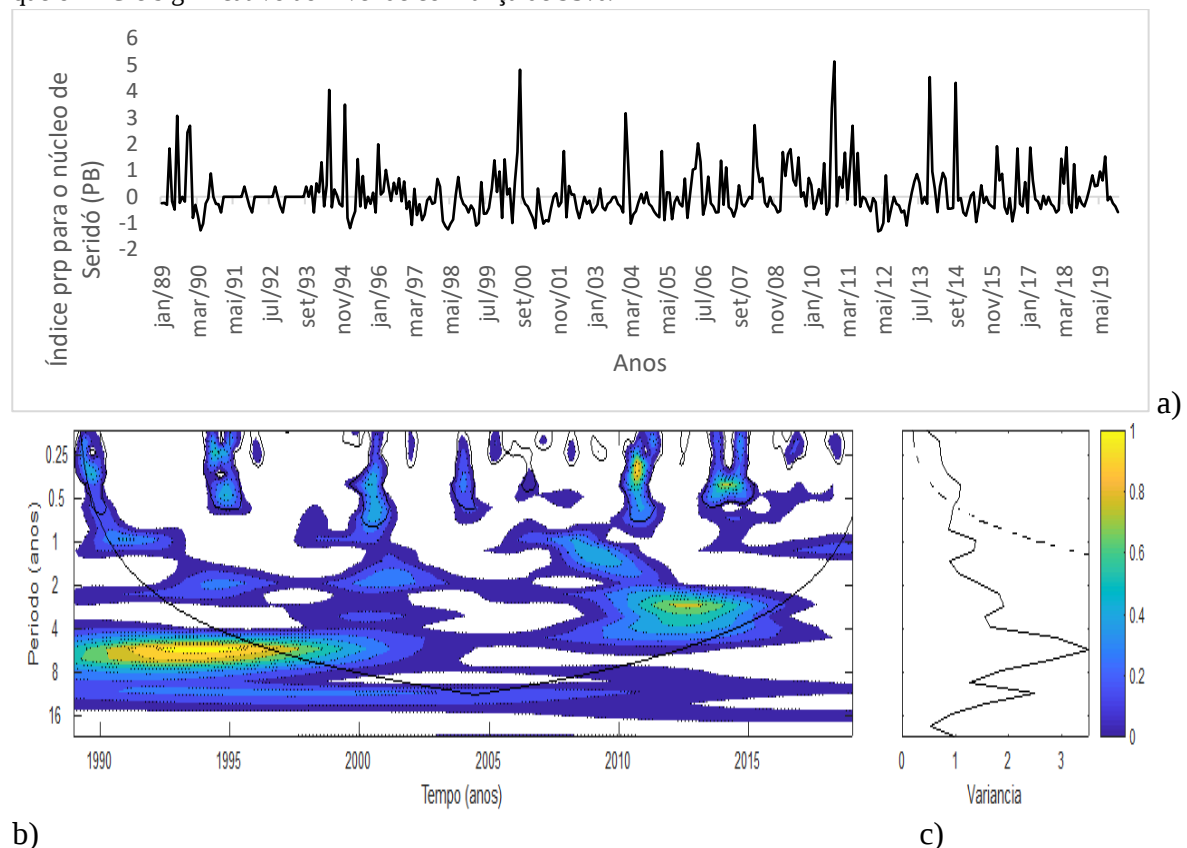
A análise de Ondaleta (Figura 17b) mostrou influência das seguintes escalas temporais na série de precipitação: a de 0,25 anos, sazonal, a de 2 a 4 anos ligada ao ENOS e a de 7 anos associada com eventos de ENOS estendido e Dipolo do Atlântico (CLAUZET; WAINER,

1999), sendo esta a escala dominante, atuando com maior intensidade do início da série a aproximadamente ao ano 2000. A escala de 2 a 4 anos mostrou-se presente na série com maiores picos espectrais no período de 2010 a 2015.

Na Figura 17a observa-se os maiores picos de precipitação nos anos; 2000, 2010, 2013 e 2014 com IAC 4,8; 5,1; 4,5; 4,3 respectivamente, todos esses anos tiveram em comum a atuação simultânea das diferentes escalas presentes na série, evidenciando que a união de escalas temporais resulta em aumento nos índices de precipitação, contribuindo com os resultados encontrados por Rockwood e Maddox (1988), Gershunov e Barnett (1998), Da Silva (2017).

Para Grim *et al.* (2020) um evento intenso/extremo ocorre, normalmente, quando existem diferentes tipos de oscilações, interdecadais/interanuais. A combinação de fases de oscilações distintas pode intensificar a frequência e a intensidade de eventos.

Figura 17: a) Índice de Precipitação para Seridó (RN/PB) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.

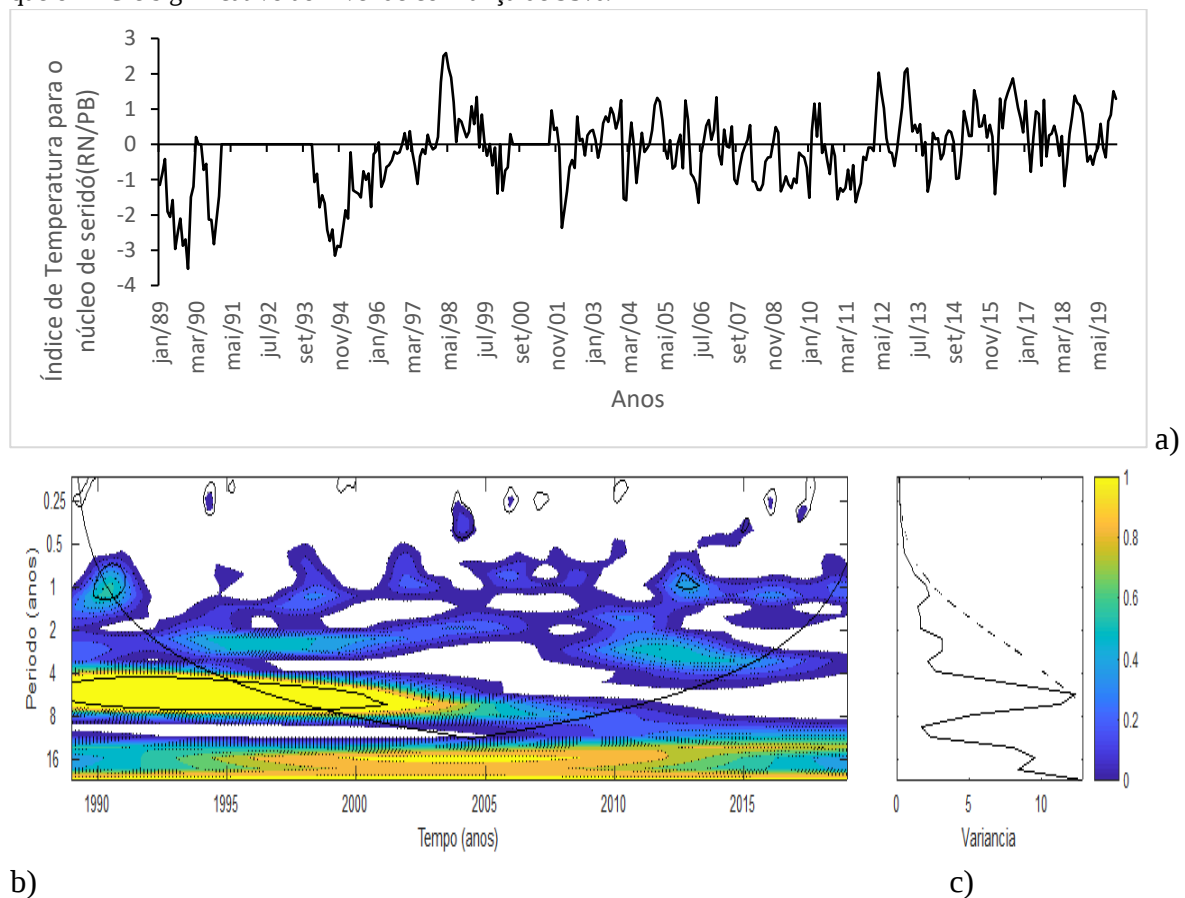


Fonte: Autor, 2022.

Na série de temperatura (Figura 18b) as escalas atuantes foram: a escala anual, a de 2 a 4 anos ligada ao ENOS, a escala de 7 anos associada ao ENOS estendido e a escala de 16 a 22 anos, que conforme Oliveira *et al.* (2017) pode estar relacionada à Oscilação Interdecadal do Pacífico (OIP), pois apresenta um ciclo que varia entre 15 e 30 anos e atinge tanto o setor norte quanto o setor sul do Oceano Pacífico. Esta escala mostrou-se a dominante na série, no entanto o pico espectral nesta escala não apresentou significância estatística ao nível de significância, pois estar fora do cone de influência.

É possível notar (Figura 18a) no início da série uma sequência de picos negativos de temperatura, nos anos 1989, 1990, 1994 durante a ocorrência conjunta das escalas atuantes, a escala da OIP, no entanto, apresentando sua menor intensidade. Já em 1998, 2013 e 2014, a presença mais intensa da escala da OIP e a atuação menos intensa da escala de 7 anos propiciaram picos positivos de temperatura.

Figura 18: a) Índice de Temperatura para Seridó (RN/PB) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.



Fonte: Autor, 2022.

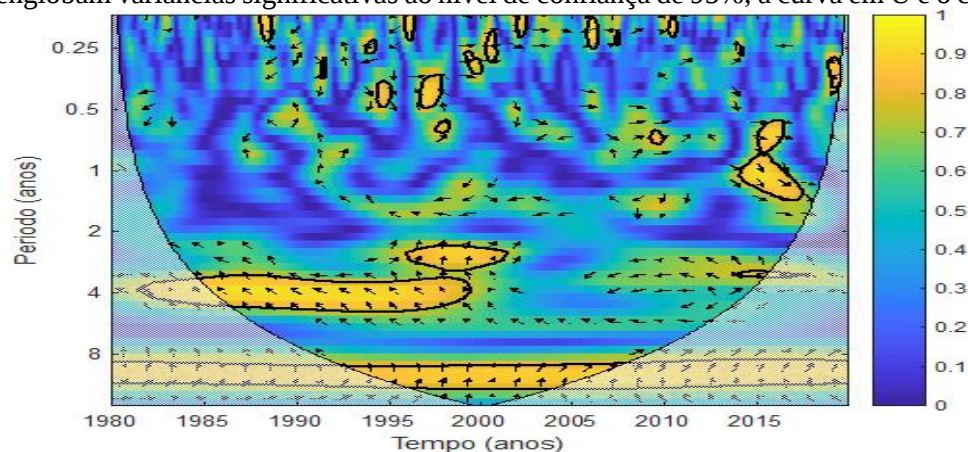
4.3.6 Análise das Ondaletas Cruzadas para precipitação

O Espectro de Ondaleta cruzada da série de precipitação do Núcleo de Seridó foi realizado com os dois índices dominantes na análise de Ondaleta, com o Índice IOS (Figura 19) e com o Dipolo do atlântico (Figura 20). Pode-se observar que na escala de 1 ano, há forte coerência entre as séries analisadas, aproximadamente entre 2014 e 2016. Nessa coerência tem-se setas para baixo e direita, formando ângulo de 45 graus negativo, indicam que o máximo de precipitação ocorre antes do máximo do IOS. Calculando o ângulo de 45 graus e as escalas com maior coerência, o máximo de precipitação ocorreu de 1 mês e meio ou 0,125 anos antes do máximo do índice IOS.

Entre 1996 a 2006, na escala temporal de 2 a 3 anos há forte coerência, com setas para cima, formando um ângulo de 90 graus positivo, sugerindo que nessa escala o máximo de precipitação ocorreu 6 meses a 9 meses após o máximo do IOS. Já na escala temporal de 4 anos, entre 1985 e 2000, a coerência entre as séries analisadas mostra setas direcionadas para a cima e esquerda, formando um ângulo de 135 graus positivos, revelando que o pico máximo da precipitação na localidade para essa escala ocorre 18 meses ou 1,5 anos depois do máximo IOS. Da Silva *et al.* (2022, *no prelo*) também utilizaram Ondaleta cruzada e observaram que o máximo de precipitação ocorre depois do máximo de IOS para cidade de Santiago, Chile.

Ademais, na escala temporal de 11 anos, entre 1994 e 2006, também ocorreu forte coerência entre as séries estudadas, com setas indicando um ângulo de 90 graus positivos, revelando que o máximo de precipitação ocorre 33 meses ou 2,75 anos depois do máximo do IOS.

Figura 19: Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Seridó e IOS para o período de 1989-2019. Contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência.



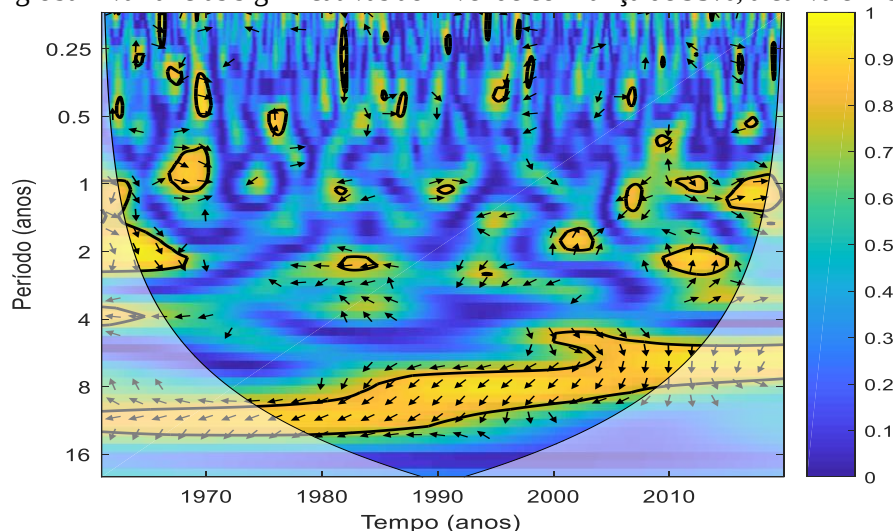
Fonte: Autor, 2022.

A Ondaleta cruzada da série de precipitação de Seridó com o Índice Dipolo do Atlântico (Figura 20), mostra coerências nas escalas semestral e de 1 ano em aproximadamente 1971 e 2020, em ambos os anos as setas apontam para a direita horizontalmente, indicando que as séries estão completamente em fase.

Enquanto que na a coerência vista na escala de 2 anos apresenta setas posicionadas para baixo e direita em 1970, formando um ângulo de 45 graus negativo, com o cálculo do ângulo, tem-se o máximo da precipitação de Seridó tem avanço de 3 meses ou 0,25 anos em relação ao máximo do Dipolo. Ao passo que, em 2010, as setas formam um ângulo de 90 graus positivos, apontando que o máximo da precipitação ocorre 6 meses depois do máximo do Dipolo Atlântico.

Também, há coerência na escala de 12-14 anos em 1975 a 2010, abrangendo a escala de 6 anos, a partir do ano 2000 aproximadamente, de 1975 até 2001 as setas encontram-se inclinadas para baixo e esquerda, apontando o ângulo de 135 graus negativos, dessa forma, o máximo da precipitação ocorre entre 54 e 63 meses ou entre 4,5 e 5,25 anos antes do máximo do Dipolo Atlântico. Em contrapartida, a partir de 2002 a 2010, na escala de 6 a 14 anos, as setas estão posicionadas para baixo, formando 90 graus negativos, o que indica que o máximo de precipitação ocorre entre 18 a 42 meses antes do máximo do Dipolo do Atlântico.

Figura 20: Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Seridó e DA para o período de 1961-2020. Contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência.



Fonte: Autor, 2022.

4.4 Gilbués

4.4.1 Análise Climatológica de Gilbués

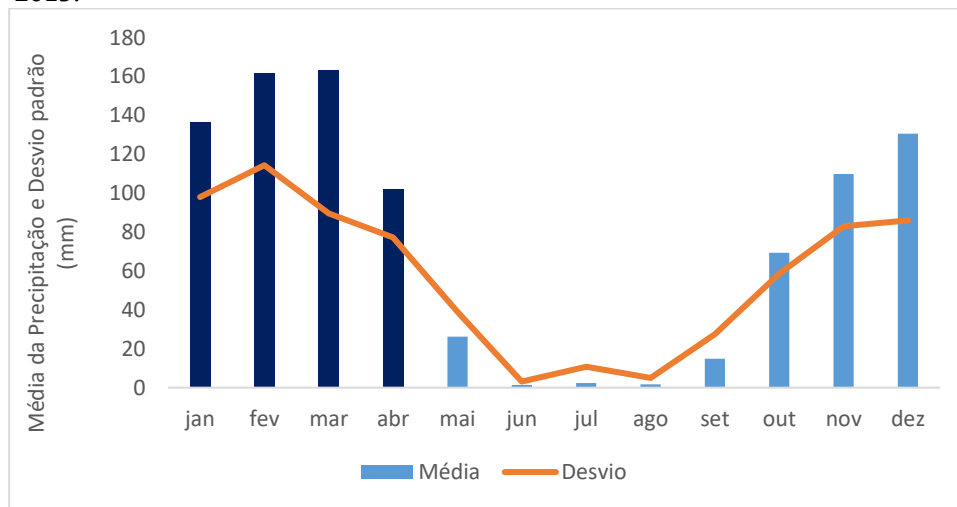
É mostrado na Figura 21 a média temporal da precipitação de Gilbués dos anos de 1971 a 2019, demonstrando o comportamento mensal das chuvas na localidade. Pode-se observar que o período de maior pluviosidade compreende os meses de dezembro a março, caracterizando cinco meses mais chuvosos, os meses de fevereiro e março apresentaram os maiores totais de chuva, sendo o valor médio para o mês de março 163,53 mm (máximo valor na sua série) e 161,95 mm para o mês de fevereiro.

De acordo com Silva (2017) a distribuição pluviométrica de Gilbués apresenta-se de forma concentrada entre os meses de dezembro-janeiro-fevereiro, segundo o autor, nesses meses as elevadas ocorrências pluviométricas contribuem para um maior poder erosivo, o que gera aumento da vulnerabilidade aos processos erosivos em decorrência dos eventos pluviais intensos.

O período de estiagem (Figura 21) compreende os meses de maio a outubro, durante os meses de junho, julho e agosto ocorre diminuição da pluviosidade local, quando a precipitação é muito abaixo da média. O acumulado total médio anual registrado para a cidade foi de 920,62 mm de chuva.

O mês de março é o que apresenta a maior média climatológica, no entanto o mês de fevereiro apresenta alto valor de desvio padrão, podendo algumas chuvas nesse mês, ultrapassar 260 mm, acima do esperado para março (Figura 21). São observados altos valores de precipitação em março de 1974, fevereiro de 1980, fevereiro de 1994, março de 2008 e fevereiro de 2019. Em Marengo (2016), no Sudeste do Brasil, cidades em que ocorreram eventos extremos fora do mês mais chuvoso, apresentaram 85% dos casos de eventos extremos, em meses com maior desvio padrão.

Figura 21: Média Climatológica e Desvio padrão da precipitação em Gilbués. Período de 1971 a 2019.



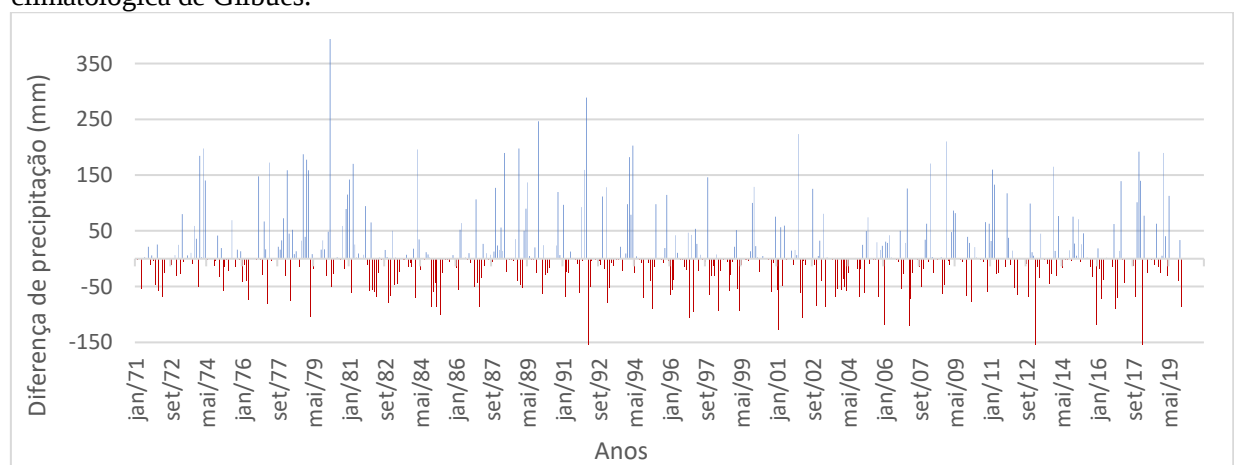
Fonte: Autor, 2022.

4.4.2 Comparação entre a precipitação e a Média climatológica de Gilbués

Na Figura 22 encontra-se a comparação entre a precipitação total mensal e a média climatológica de Gilbués. A figura mostra o mês de fevereiro de 1980 com o máximo valor de precipitação acima da média em toda a série analisada, tendo diferença de 393,94 mm, seguido por fevereiro de 1992 com diferença de 288,64 mm, e novembro de 1989 com 246,16 mm.

A maioria dos anos que apresentam o total mensal abaixo da média, ultrapassaram a diferença de 50 mm. sendo fevereiro de 2013 maior diferença negativa com 155 mm abaixo da média.

Figura 22: Comparação entre a precipitação total mensal no período de 1971 a 2019 e a Média climatológica de Gilbués.



Fonte: Autor, 2022.

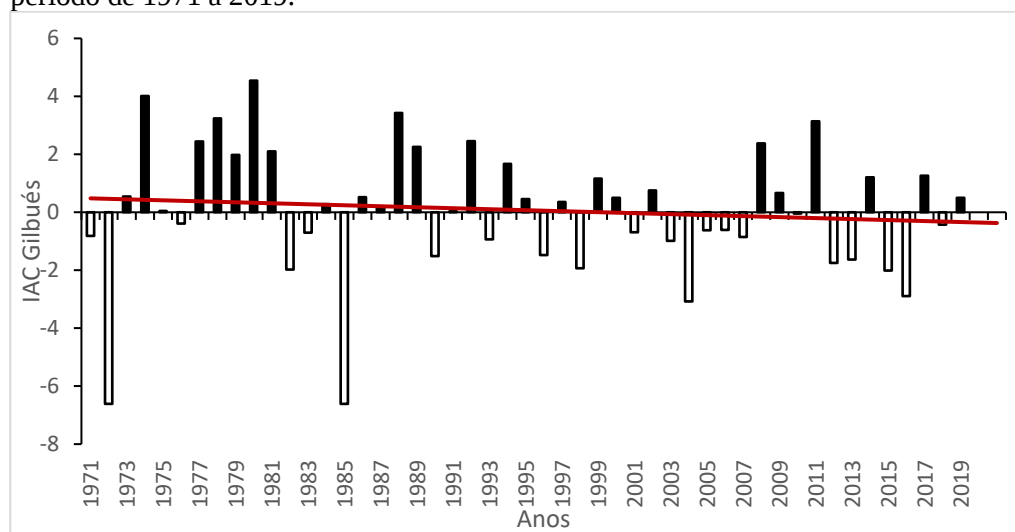
4.4.3 Classificação dos eventos secos e chuvosos Para Gilbués utilizando o IAC

O IAC anual para ND de Gilbués encontra-se na Figura 23, é possível visualizar que, ocorreram 25 anos com IACs positivos e 22 anos com IACs negativos, ou seja, durante todo o período os anos secos e úmidos ocorreram quase que em mesma proporção, no entanto, os anos secos apresentaram maior intensidade, principalmente nos anos de 1972 e 1985, ambos os anos com IAC igual a -6,61. É interessante observar que, os anos chuvosos vêm diminuindo de intensidade da metade da série em diante, dando espaço a maiores ocorrências de eventos secos.

Os anos secos (Figura 23) ocorreram separadamente em maior parte da série, tendo um período seco registrado entre 2001- 2007 caracterizando 6 anos consecutivos com eventos secos, esses episódios prolongados e consecutivos de secas podem afetar/contribuir no agravamento do processo de desertificação.

Em relação aos eventos úmidos, observa-se que apenas os de 1974 e 1980 foram classificados como extremamente úmido ($IAC > 4$). Têm-se os maiores períodos úmidos: de 1977-1981, 1986-1989.

Figura 23: Índice de Anomalias de Chuva (IAC) para a série de totais anuais de Gilbués (PI). Para o período de 1971 a 2019.



Fonte: Autor, 2022.

4.4.4 Tendência climática por Mann-Kendall para Gilbués

Na Tabela 5 encontram-se as tendências para a série temporal de precipitação e temperatura para Gilbués, foi detectada tendência negativa, com tendências anual de -0,1761 mm e em toda a série de -8,6308 mm. A diminuição da precipitação não apresentou significância estatística conforme o teste T-Student.

Já na série de temperatura (Tabela 5) foi identificada tendência de aumento, com tendência anual igual $0,0804^{\circ}\text{C}$ e com $3,9441^{\circ}\text{C}$ em toda a série, concordando com alguns autores que em seus resultados apontaram aumento na temperatura (NÓBREGA *et al.*, 2011; MARENGO, 2016; DOURADO, 2017).

Tabela 5 - Tendências encontradas nas séries de precipitação e temperatura de Gilbués, usando o Teste de Mann-Kendall, e resultado do teste de significância de T-Student ao nível de 95%.

Tendências por Mann-Kendall para Gilbués			
	Tendências por ano	Tendências na série	Teste de Significância T-Student
Precipitação (mm)	-0,176140306	-8,63088	Diminuição – sem significância
Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	0,080491987	3,94410	Aumento – sem significância

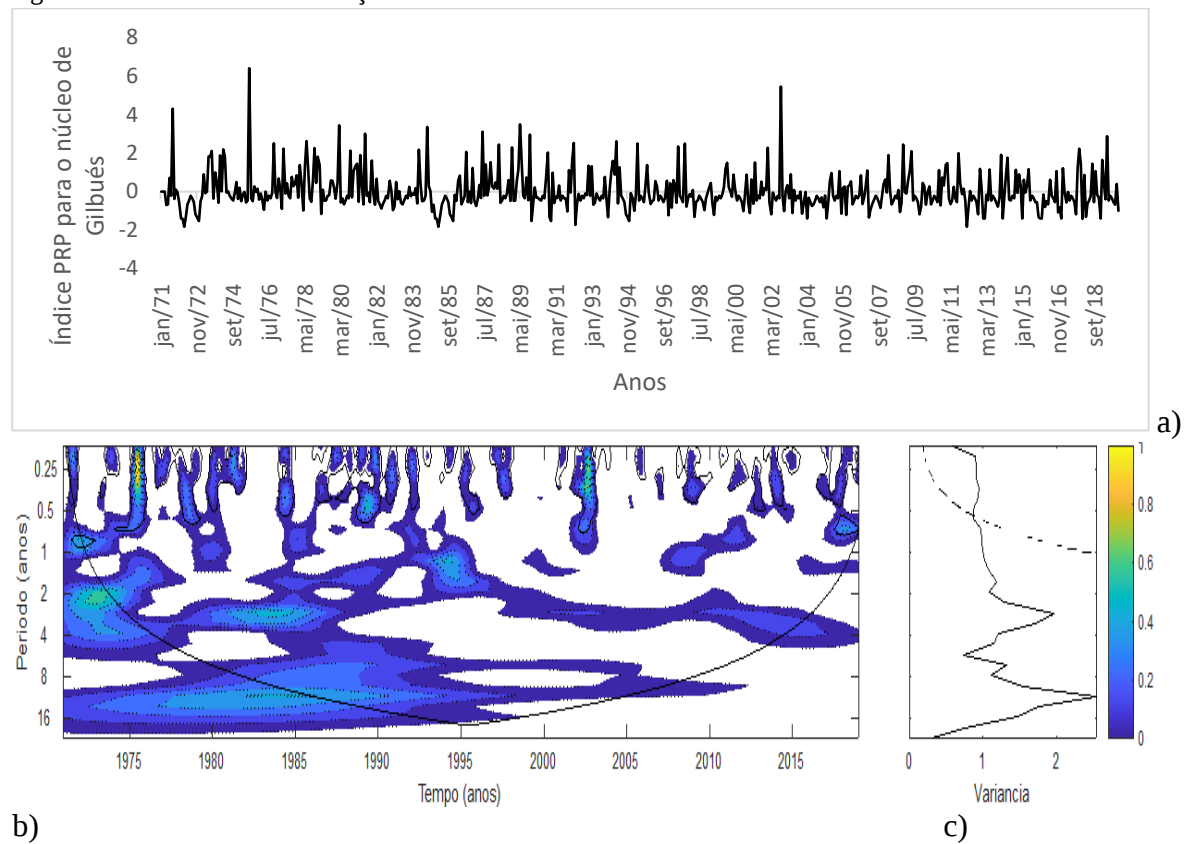
Fonte: Autor, 2022.

4.4.5 Identificação das causas climáticas em Gilbués

A Presença da escala sazonal foi observada na série de precipitação de Gilbués (Figura 24b) como também a escala temporal de 2 a 4 anos, estando relacionadas com eventos do ENOS, sendo mais atuante do início a metade da série, coincidindo com o período de atividade da escala de 11 anos, que está ligada a variabilidade do Dipolo do Atlântico e da escala de 16 anos, o que possivelmente resultou no período de maiores ocorrências de índices positivos de precipitação. Como vê-se na Figura 24a, de 1971 a 1995 concentram-se a maioria dos picos pluviométricos, ou seja, esses altos valores de índices, que indicam anomalias pluviométricas, ocorrem devido à existência simultânea de diferentes escalas temporais, corroborando com Andreoli *et al.* (2004). A escala anual também foi encontrada em alguns períodos específicos, no entanto mostrando-se menos intensa.

Os três maiores índices positivos da série (Figura 24a) foram encontrados em 1971, 1975 e 2002, expondo que esses anos apresentaram ocorrências de chuvas anômalas. O motivo destes aumentos anômalos deve-se a presença conjunta das escalas: sazonal, semestral, interanual, entre 1-2 anos, e a escala de 11 anos, sendo esta a escala dominante na série, em todos os três anos, sendo apenas o ano de 2002 o que mostrou menos interação entre as escalas. Segundo Rockwood e Maddox (1988) a simultaneidade de fenômenos meteorológicos de escalas temporais distintas resulta em intensificação na precipitação.

Figura 24: a) Índice de Precipitação para Gilbués (PI) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.



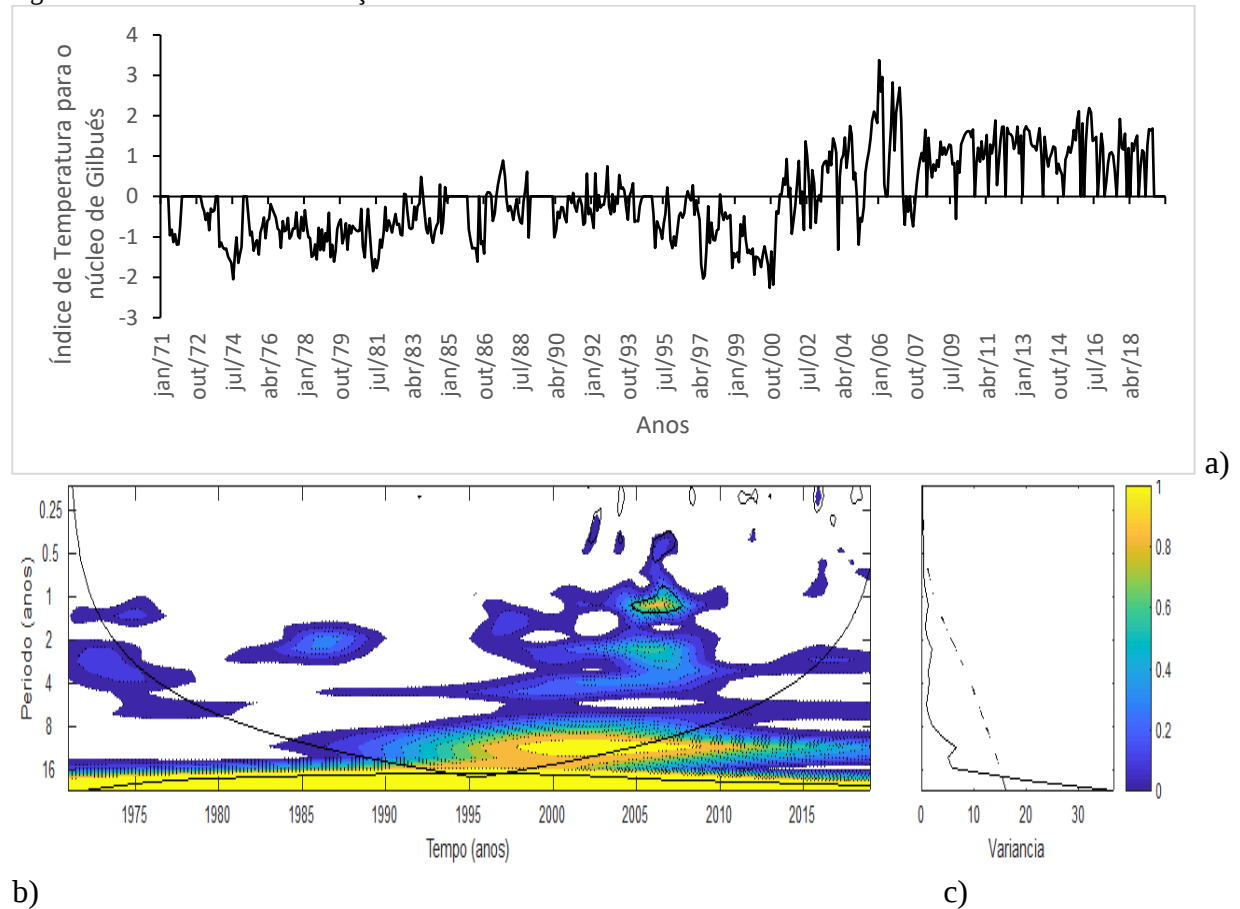
c)

Fonte: Autor, 2022.

Para a série de temperatura (Figura 25a) verifica-se um longo período com índices negativos, evidenciando baixas temperaturas em maior parte da série, de 1971 a 2001. O que ocorre devido à ausência de diferentes escalas temporais nesse período, como discutido por Silva (2017), a escala atuante no início da série foi a de 22 anos, sendo esta a escala dominante.

Os picos de máximos valores positivos para a temperatura em Gilbués (Figura 25a) deram-se a partir de 2002 ao fim da série, revelando que durante esses anos as temperaturas foram mais anômalas, em virtude de, durante estes anos as escalas de 1 ano, 2-4 anos ligada ao ENOS, a 11 anos relacionada ao Dipolo do Atlântico e a de 22 anos ocorreram em mesmo período, sendo este o fator principal das temperaturas anômalas, corroborando com Rockwood e Maddox (1988); Grim *et al.* (2020).

Figura 25: a) Índice de Temperatura para Gilbués (PI) normalizado pelo desvio padrão; b) Espectro de potência de ondaleta (EPO) para temperatura. A curva em forma de U representa o cone de influência, sob a qual o efeito de borda é importante; c) Espectro de potência global (EPG), com o contorno tracejado indicando que o EPG é significativo ao nível de confiança de 95%.



Fonte: Autor, 2022.

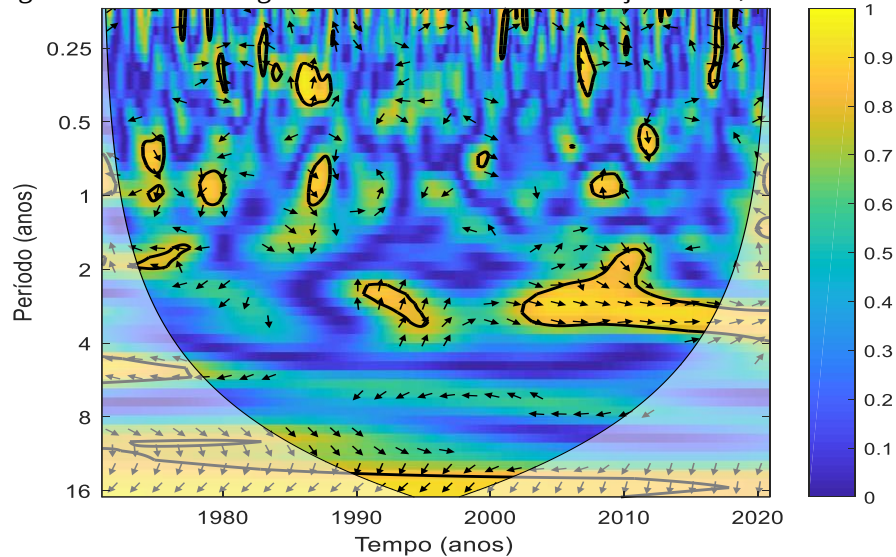
4.4.6 Análise das Ondaletas Cruzadas para precipitação

O Espectro de Ondaleta cruzada da série de precipitação do Núcleo de Gilbués com o Índice Dipolo do Atlântico encontra-se na Figura 26. A cruzada das séries mostrou algumas coerências na escala sazonal, anual, de 2 e 3 anos, e na escala de 16 anos. Observa-se maiores coerências na escala de 3 anos, aproximadamente entre 2001 a 2015, com setas horizontalmente posicionadas para a direita, formando ângulo de 0 graus, o que revela estarem em mesma fase, nessa escala temporal.

Outra forte coerência apresenta-se na escala temporal de 16 anos, durante toda a série, no entanto, sendo significativa estatisticamente entre 1990 a 2000, nessa coerência as setas estão posicionadas para baixo e esquerda, formando um ângulo de 135 graus negativos, sugerindo que o pico máximo da precipitação na localidade ocorre 72 meses ou 6 anos antes do máximo

do Dipolo do Atlântico. Pereira (2017) também encontrou relação significativa para escala de 10 a 16 anos na série do modo meridional do Atlântico.

Figura 26: Ondaleta de Coerência (WTC) entre a precipitação da média da região que compõem o Núcleo de Desertificação de Gilbués e DA para o período de 1971-2020. Contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência.



Fonte: Autor, 2022.

5. CONCLUSÕES

Pode-se concluir que, o período de maior pluviosidade nos núcleos de Irauçuba, Cabrobó e Seridó ocorrem nos primeiros meses do ano, e em Gilbués o período chuvoso compreende os meses de dezembro a março. Em Irauçuba no período de estiagem a precipitação é praticamente ausente. Na localidade de Cabrobó o período seco demonstrou-se mais duradouro que o período chuvoso, sendo os meses de agosto e setembro os que apresentam maiores diminuições dos totais pluviométricos. O período seco de Seridó ocorre de junho a novembro, quando os totais mensais apresentam diminuição, principalmente no mês de setembro, com total mensal próximo a zero mm. Para Gilbués esse período compreende os meses de maio a outubro.

Em Irauçuba, janeiro de 2004 apresentou a maior diferença entre total mensal de precipitação e a média climatológica. Sendo, no entanto, o mês de março o que pode atingir valores acima de 200 mm, pois apresenta alto valor de desvio padrão. De 2010 a 2015, a localidade apresentou precipitações abaixo da média. Para a localidade de Cabrobó, os meses que mostraram o total mensal das precipitações acima da média apresentam maior diferença, em mm, que os meses abaixo da média. Por outro lado, a comparação entre a precipitação total mensal e a média climatológica de Seridó mostraram os meses abaixo da média apresentaram altos valores de diferença, com alguns meses próximos a 100 mm abaixo da média. Gilbués, no entanto, tem o mês de fevereiro de 1980 com o máximo valor de precipitação acima da média, seguido por fevereiro de 1992. A maioria dos anos que apresentam o total mensal abaixo da média, ultrapassaram a diferença de 50 mm. O mês de fevereiro apresenta alto valor de desvio padrão, podendo algumas chuvas nesse mês, ultrapassar 260 mm, acima do esperado para março.

Durante todo o período analisado a frequência de anos secos foram maiores, de acordo com o IAC em Irauçuba, o ano de 2000 tornou-se um ponto de inversão na distribuição da pluviosidade local. Para Cabrobó o IAC registrou mais ocorrências de anos úmidos que anos secos, no entanto, os eventos secos foram mais intensos e mostraram-se mais intensos, sendo que em alguns desses anos houveram a atuação do fenômeno El Niño. O IAC para Seridó, assim como o de Cabrobó, verificou mais ocorrências de anos úmidos que anos secos, no entanto, os secos sendo mais intensos que os úmidos. Em Gilbués ocorreram 25 anos com IAC positivos e 22 anos com IAC negativos, ou seja, durante todo o período os anos secos e úmidos ocorreram quase que em mesma proporção, no entanto, os anos secos apresentaram maior intensidade, ou seja, as secas são mais intensas; os anos chuvosos diminuíram em intensidade a partir da metade da série.

Ademais, na série histórica de precipitação de todas as localidades foram encontradas tendências de diminuição, ou seja, as chuvas que ocorrem nos núcleos de desertificação vêm diminuindo gradativamente ao longo do tempo. Por outro lado, as temperaturas tendem a aumentar.

Nos quatro ND estudados resultou-se através da análise de Ondaletas que os picos mais elevados de precipitações existentes ocorreram devido à atuação simultânea de diferentes escalas temporais presentes nas séries, ou seja, os acoplamentos dos fenômenos acentuaram os totais pluviométricos. Do mesmo modo, os maiores registros de temperatura também aconteceram na ocorrência simultânea de diferentes escalas temporais, essa junção de escala contribui aumentado a intensidade do evento.

A Ondaleta cruzada mostrou que há inter-relação com variações em mesma frequência entre as séries de precipitação dos núcleos com as séries dos índices climáticos dos fenômenos mais dominantes de cada núcleo. O máximo de precipitação no núcleo de Irauçuba ocorre 3 anos antes da máxima ocorrência do Dipolo do Atlântico. Para Cabrobó, o máximo de precipitação ocorre de 27 a 54 meses antes do máximo do Dipolo do Atlântico. Para Seridó, o máximo de precipitação ocorre 33 meses ou 2,75 anos depois do máximo do IOS. Em Gilbués o pico máximo da precipitação na localidade ocorre 72 meses ou 6 anos antes do máximo do Dipolo do Atlântico. Dessa forma, evidenciando que as relações desses fenômenos com as séries de precipitação podem contribuir na obtenção de previsão climática para os ND.

Desse modo, os procedimentos estatísticos usados mostraram os fenômenos climáticos que contribuem no processo de desertificação nos núcleos de desertificação do Brasil de forma direta e conjunta colaborando na atenuação dos efeitos gerados.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, H. A., AGUIAR, D. B., SILVA, J. N., DAMASCENO, J. Indicadores hídricos do núcleo de desertificação da microrregião do Seridó ocidental da Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.07, n.05, p. 84-797, 2014.
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n.1, p.63-74, 2007.
- 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.
- AQUINO, C. M. S.; ALMEIDA, J.A. P.; OLIVEIRA, J. G. B. Estudo da cobertura vegetal/uso da terra nos anos de 1987 e 2007 no núcleo de degradação/desertificação de São Raimundo Nonato -Piauí. **RAÍÇA**, Curitiba, Departamento de Geografia –UFPR, n.25, p. 252-278. 2012.
- AQUINO, C. M. S. **Estudo da degradação/desertificação no núcleo de São Raimundo Nonato - Piauí**. 2010. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2010.
- ARAÚJO, J. A.; SOUZA, R. F. Abordagens sobre o processo de desertificação: uma revisão das evidências no Rio Grande do Norte. **Geosul**, Florianópolis, v. 32, n. 65, p. 122-143, 2017.
- BI, H. X., LIU, B., WU, J., YUN, L., CHEN, Z. H., CUI, Z. W. Effects of precipitation and land use on runoff during the past 50 year in a typical watershed in Loess Plateau, China, **Internacional Journal Sediment Research**, 24, 352–364, 2009.
- BLAIN, G. C. Considerações estatísticas relativas à oito séries de precipitação pluvial da Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo, **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v.24, n. 1 p.12-23, 2009.
- BLAIN, G. C.; KAYANO, M. T. 118 Anos de dados mensais do Índice Padronizado de precipitação série meteorológica de Campinas, Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.1, p.137-148, 2011.
- BONFIM, O. E. T.; DA SILVA, D. F.; KAYANO, M. T.; ROCHA, L. H. S. Análise dos Eventos Climáticos Extremos e de suas Causas Climáticas para Redução de Riscos nas Bacias Hidrográficas Aguapeí e Peixe. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. Especial, 755-768, 2020.
- BRITO, S. S. B.; CUNHA, A. P. M. A.; CUNNINGHAM, C. C.; ALVALÁ, R. C.; MARENGO, J. A.; Carvalho, M. A. Frequency, duration and severity of drought in the Semiarid Northeast Brazil region. **International Journal of Climatology**, v.38, n.2, p. 517-529, 2018.

- BYRNE, M. P.; O’GORMAN, P. A. Trends in continental temperature and humidity directly linked to ocean warming. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v.19, p.4863-4868, 2018.
- CABRAL JÚNIOR, J. B.; LUCENA, R. L. Analysis of Precipitations by Non-Parametric Tests of Mann-Kendall and Kruskal-Wallis. **Mercator**, Fortaleza, v. 19, dec. 2019.
- CABRAL JÚNIOR, J. B.; SANTOS E SILVA, C. M.; ALMEIDA, H. A.; BEZERRA, B. G.; SPYRIDES, M. H. C. Detecting linear trend of reference evapotranspiration in irrigated farming areas in Brazil’s semiarid region. **Theoretical and Applied Climatology**. v.138, p. 215–225. 2019.
- CASTRO, C. A. C. **Interações Trópicos-Extratrópicos na escala de tempo intra-sazonal durante o verão austral e seus efeitos na América do Sul**. Dissertação de Mestrado, São Paulo: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.
- CEARÁ. **Secretária de Meio Ambiente e Recursos Hídricos**. Panorama da Desertificação no Estado do Ceará. Fortaleza: SRH, 2005.
- CGEE-CENTRO DE GESTÃO E ESTUDOS ESTRATÉGICOS. **Desertificação, degradação da terra e secas no Brasil**, Brasília- DF, p. 252, 2016.
- CHEN, S., WU, R. E CHEN, W.: The Changing Relationship between Interannual Variations of the North Atlantic Oscillation and Northern Tropical Atlantic SST, **J. Clim.**, 28(2), 485–504, 2015.
- CLAUZET, G.; WAINER, I. Identificação da variabilidade de baixa frequência em algumas regiões da costa sudeste-nordeste do Brasil. *Revista Brasileira Oceanografia*, v. 47, n. 1, p. 69-78, 1999.
- COSTA, G. J. A; VIEIRA, C. I. D. Geotecnologias para análise da vulnerabilidade ambiental do núcleo de desertificação do Piauí. **Caderno Prudentino de Geografia**, Presidente Prudente, n.40, v.2, p.59-76, Jul/Dez. 2018.
- COSTA, J. A. **Distribuição Espaço-Temporal do Índice de Anomalia de Chuva Para o Estado do Ceará**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Engenharia Agrônoma). Universidade Federal do Cariri, Crato, 2015.
- COSTA, J.A; DA SILVA, D.F. Ciclos e períodos de eventos extremos na bacia hidrográfica do Rio Salgado (CE). Fortaleza, **Congresso Técnico e Científico da Engenharia e Agronomia- CONTECC**, 2015.
- COSTA, T. C. C.; OLIVEIRA, M. A. J.; ACCIOLY, L. J. O.; SILVA, F. H. B. B. Análise da degradação da caatinga no Núcleo de Desertificação do Seridó (RN/PB). **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, (Suplemento), p.961–974, 2009.
- CPTEC/INPE. **La Niña. El Niño**. 2021. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>. Acesso em 20/03/2021.

DA SILVA, D.F. **Análise de aspectos climatológicos, agroecônômicos, ambientais e de seus efeitos sobre a Bacia hidrográfica do rio Mundaú (AL E PE)**. 2009. 212 f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - UFCG, Campina Grande-PB, 2009.

DA SILVA, D. F. Previsão Hidro-climática para prevenção de desastres naturais do leste do Nordeste do Brasil utilizando análises estatísticas avançadas. Projeto Edital Universal – CNPq, p. 4-21, 2014.

DA SILVA, D. F. Aplicação de Análises de Ondaletas para Detecção de Ciclos e Extremos Pluviométricos no Leste do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 32, 187–198, 2017.

DA SILVA, D. F.; KAYANO, M. T.; ALMEIDA, H. R. R. C.; SANTOS SILVA, F. D.; PEREIRA, M. P. S. COSTA, R. L. Coerência entre extremos no Oceano Pacífico e extremos climáticos em Santiago (Chile). **Revista de Geografia Norte Grande. No Prelo**, 2022.

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

DA SILVA, D. F.; LIMA, M. J. S.; SOUZA NETO, P. F.; GOMES, H.; SILVA, F. D. S.; ALMEIDA, H. R. R. C.; PEREIRA, P. M. S.; COSTA, R. L. Caracterização de eventos extremos e de suas causas climáticas com base no Índice Padronizado de Precipitação Para o Leste do Nordeste. *Revista Brasileira De Geografia Física*, v. 13, p. 449-464, 2020.

DOURADO, S.C. **Áreas de risco de desertificação: cenários atuais e futuros frente às mudanças climáticas**. 2017. 141f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) -Universidade Estadual de Campinas Faculdade de Engenharia Agrícola. Campinas-SP, 2017.

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**, São Paulo, v, 25, n, 2, 2003.

FERREIRA, M. P. S.; ARTUR, A. G.; QUEIROZ, H. M.; ROMERO, R. E.; COSTA, M. C. G. Changes in attributes of soils subjected to fallow in desertification hotspot. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza-CE, v. 49, n. 1, p.22-31, jan. 2018.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. Tese (Doutorado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.

FRANÇA, L. C. J.; PIUZANA, D.; ROSS, J. L. S. Fragilidade ambiental potencial e emergente no núcleo de desertificação no semiárido brasileiro (Gilbués, Piauí). **Espacios, Caracas**, Venezuela, v. 38, n. 21, p.1-10, 2017.

GARCIA, M.A. C. S.; FILHO, J. C. A.; SILVA, H. P. S. P.; CARVALHO, R. M. C. M. O. Estudo espaço temporal de áreas susceptíveis à desertificação do semiárido brasileiro. **Revista Gestão e Sustentabilidade Ambiental**, Florianópolis, v. 8, n. 3, p. 352-370, jul/set. 2019.

GERSHUNOV, A.; BARNETT, T.P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 12, p. 2715-2725, 1998.

GRIMM, A. M.; ALMEIDA, A. S.; BENETI, C. A. A.; LEITE, E. A. (2020). The combined effect of climate oscillations in producing extremes: the 2020 drought in southern Brazil. **RBRH**, Porto Alegre, v. 25, e48, 2020.

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.

GUIMARÃES, S. O.; COSTA, A. A.; VASCONCELOS JÚNIOR, F. das C.; SILVA, E. M.; SALES, D. C.; ARAÚJO JÚNIOR, L. M.; SOUZA, S. G. Projeções de Mudanças Climáticas sobre o Nordeste Brasileiro dos Modelos do CMIP5 e do CORDEX. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.31, n.3, p.337-365, 2016.

HAYNES, K.; ECKLEY, I.A.; FEARNHEAD, P. Efficient penalty search for multiple changepoint problems. **arXiv preprint arXiv:1412.3617**, 2014.

IPCC - INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate Change 2013: the physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. United Kingdom and New York, p.1535, 2013.

IPCC - INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate**. Pörtner, H.O.; Roberts, D.C.; Masson-Delmotte, V.; Zhai, P.; Tignor, M.; Poloczanska E.; Mintenbeck, K.; Alegría, A.; Nicolai, M.; Okem, A.; Petzold, J.; Rama, B.; Weyer, N.M. Disponível em https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/12/SROCC_FullReport_FINAL.pdf, acesso em 10/03/2021.

KAYANO, M. T.; BLAIN, G. C. Análisis de ondeletas de series mensuales de precipitación, temperaturas máximas y mínimas mensuales en Campinas. In: CONGRESO VENEZOLANO DE AGROMETEOROLOGIA, 4. 2007. Maracay, **Anais** Fundacite Táchira.

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

KOUSKY, V.E.; CHU, P.S. Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 56, n. 5, p. 457- 466, 1978.

LANDIM, R. B. T. V.; DA SILVA, D. F.; ALMEIDA, H. R. R. C. Desertificação em Irauçuba (CE): Investigação de Possíveis Causas Climáticas e Antrópicas. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 1, p. 01-21. 2011.

LANFREDI, M.; COPPOLA, R.; SIMONIELLO, T.; COLUZZI, R.; D'EMILIO, M.; IMBRENDA, V.; MACCHIATO, M. Early identification of land degradation hotspots in complex Bio-Geographic Regions. **Remote Sensing**, v. 7, n. 6, p. 8154-8179, 2015.

LIMA, M. J. S.; DA SILVA, D. F.; CAVALCANTE, I. B. S; SOUZA NETO, P. F. . Identificação períodos de aquecimento e resfriamento no planeta através de dados

- paleoclimáticos. In: VIII Simpósio Internacional de Climatologia, 2019, Belém. Identificação períodos de aquecimento e resfriamento no planeta através de dados paleoclimáticos, 2019.
- LINDEMANN, D. S., FREITAS, R.A.P., RODRIGUES, J.M., NUNES, M.D., PINTO, L.B. Oscilações decadais da temperatura do ar na América do Sul durante o período de verão austral e suas relações com o Oceano Atlântico Norte. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.06, n.06, p.2163-2176. 2019.
- LOPES, J. R. F.; DA SILVA, D. F. Tendências e distribuição espacial de variáveis climáticas no estado do Ceará. **Ambiência - Revista do Setor de Ciências Agrárias e Ambientais**. v.12 n.1, jan./abr. 2016.
- LOPES, L. S. de O; SOARES, R. C. Suscetibilidade à desertificação das terras secas de Gilbués (Estado do Piauí) e Cabrobó (Estado do Pernambuco), Nordeste do Brasil. **Revista Geográfica de América Central**, v.1, n.56. p.307–323. 2016.
- LUCENA, J. A. **Dinâmica atmosférica e a precipitação pluvial no núcleo de desertificação de Cabrobó-PE**. 2017. 119 f. Tese (Doutorado em Geografia). Recife. 2017.
- LUCENA, J. A., NÓBREGA, R. S., WANDERLEY, L. S. A. Aspectos temporais, espaciais e rítmicos da variabilidade pluviométrica no Núcleo de Desertificação de Cabrobó/PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v.10, n.06, p.1784-1801. 2017.
- LUCENA, R. L.; FERREIRA, A. M.; FERREIRA, H. F. P. A.; STEINKE, E. T. Variabilidade climática no município de Caicó/RN: secas e chuvas num arquétipo do clima semiárido do Nordeste brasileiro. **CLIMEP – Climatologia e Estudos da Paisagem**. Rio Claro (SP) – v.8, n.2, p. 67-89, 2013.
- MANN, H. B. **Non-parametric tests against trend**. *Econometrica*, v.13, p.245-259, 1945.
- MANTUA, N.J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with Impacts on salmon production, **Bulletin American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.
- MARENGO, J.A.O. **Mudanças climáticas, e Eventos Extremos no Brasil**. Disponível em http://www.fbds.org.br/cop15/FBDS_MudancasClimaticas.pdf. Acesso em 03-04-2021, 2016.
- MARENGO, J. A.; VALVERDE, M. C. Caracterização do clima no Século XX e Cenário de Mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. **Revista Multiciência**, Campinas – São Paulo, n. 8, Mai. 2007.
- MATEUS, A. E.; DA SILVA, D. F.; COSTA, I. M.; LOPES, J. R. F. Perspectivas em Variáveis Meteorológicas para o Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 08 n. 05, p.1383-1392. 2015.
- MEDEIROS, R. M.; FRANCISCO, P. R. M.; TAVARES, A. L.; SILVA, V. M. A.; FILHO, M. F. G. Variabilidade climática e impactos ambientais no processo de desertificação no município de Picuí – PB. **Revista Conexão Geografia**. Campina Grande-PB. 2016.
- MEDEIROS, F. J.; OLIVEIRA, C. P.; GOMES, R. S.; SILVA, M. L.; CABRAL JÚNIOR, J. B. Hydrometeorological conditions in the semiarid and east coast regions of Northeast Brazil

in the 2012-2017 period. 93 (1), 2021. GEOSCIENCES, **Anais** Academia Brasileira de Ciências.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. **Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação e Mitigação dos Efeitos da Seca**. Disponível em: <https://www.mma.gov.br/gestao-territorial/combate-a-desertificacao/convencao-da-onu.html>. Acesso em: 15 jun. 2020.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Dinâmicas das chuvas no Nordeste brasileiro. **In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**. Anais Sociedade Brasileira de Meteorologia – SBMET CL00132, Rio de Janeiro, RJ, 1 CD-ROM, 2002.

MOLION, L. C. B. Gênese do El Niño. **Revista Brasileira de Climatologia**. v. 21, jul/dez 2017.

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

NOAA PHYSICAL SCIENCES LABORATORY (PSL). **Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time-Series**. Disponível em: <https://psl.noaa.gov/>. Acesso em: 26 de fev. 2021.

NÓBREGA, J. N. da. **Estudos de variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial das regiões hidrográficas da parte setentrional oriental do Brasil utilizando a análise de ondaletas**. 2019. 160 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Pós-Graduação em Meteorologia, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, Brasil, 2019.

NÓBREGA, M.T., COLLISCHONN, W., TUCCI, C.E.M., PAZ, A.R. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 15, p. 585–595, 2011.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F.; SOARES, D. B. Tendências do controle climático oceânico sob a variabilidade temporal da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 18, p. 276-292, 2016.

OLIVEIRA, E. M.; SÁ, E. S. S. C. G.; SELVA, V. S. F.; SANTOS, J. S. Produção de feijão e milho com base na precipitação em área susceptível à desertificação no Seridó da Paraíba. **Revista GeoNordeste**, São Cristóvão, Ano XXX, n. 3, p. 227-245, jul./dez. 2019.

OLIVEIRA, D. S.; COSTA, P. D. P.; BEZERRA, L. M.; AVILA, A. M. H.; FARIA, E. C. Hotter, Longer and More Frequent Heatwaves: An Observational Study for the Brazilian City of Campinas, SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 36, n. 2, p. 305-316, 2021.

OLIVEIRA M. J.; CARNEIRO C.D.R.; VECCHIA F.A.S.; BAPTISTA G.M.M. Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima. **Terra e Didática**, v. 13, n. 3, p. 149-184, 2017.

OLIVEIRA, S. S. **Influência de diferentes tipos de enos na precipitação da América do Sul**. 2013. 84 f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente) – UEA. Manaus. 2013.

PEREIRA, T. A. S. Análise e previsão de chuvas na estação seca do Leste do Nordeste do Brasil: Aplicações nas bacias dos rios Mundaú e Paraíba do Meio (AL/PE). **Tese de Doutorado** (Engenharia Civil) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.

PEREZ-MARIN, M. A.; CAVALCANTE, A. M. B.; MEDEIROS, S. S.; TINÔCO, L. B. M.; SALCEDO, H. I. Núcleos de desertificação no semiárido brasileiro: ocorrência natural ou antrópica?. **Parc. Estrat.** Brasília-DF. v.17, n.34, p.87-106. 2012.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; QUADRO, M. F. L. Uma Revisão dos Processos de Interação Oceano-Atmosfera em Regiões de Intenso Gradiente Termal do Oceano Atlântico Sul Baseada em Dados Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v.31, n.4, p.428-453. 2016.

ROCHA, R. V.; SOUZA, F. de A.; SILVA, S. M. O. Analysis of the Relationship Between the Average Rainfall of Orós Reservoir, Brazil-Ceará, and the PDO and AMO Indexes Through Changepoint Analysis and Wavelet Transform. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, p. 139-149, 2019.

ROCKWOOD, A.A.; MADDOX, R.A. Mesoscale and synoptic scale interactions leading to intense convection: The case of 7 June 1982. **Weather and Forecasting**, v. 3, p. 51-68, 1988.

SÁ, I. B.; CUNHA, T. J. F.; TAURA, T. A.; DRUMOND, M. A. Mapeamento da desertificação da Região de Desenvolvimento Sertão do São Francisco com base na cobertura vegetal e nas classes de solos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v.8, n° especial, p.510-524, nov. 2015.

SANTOS, E. G.; SANTOS, C. A. C.; BEZERRA, B. G.; NASCIMENTO, F. C. A. Análise de parâmetros ambientais no núcleo de desertificação de Irauçuba – CE usando imagens de satélite. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v.7, n.5, p.915-926. 2014.

SANTOS, F. A.; AQUINO, C. A. S. Panorama da desertificação no nordeste do Brasil: Características e suscetibilidades. **Revista de geografia e interdisciplinaridade**, Grajaú/MA. v.2, n.7, p.144-161, 2016.

SILVA, A. R.; SANTOSA, T. S.; QUEIROZB, D. E.; GUSMÃO, M. O.; SILVA, T. G. F. Variações no índice de anomalia de chuva no semiárido. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v.2, n.4, p.377-384. 2017.

SILVA, I. A. S. Núcleos de desertificação do Nordeste brasileiro: suscetibilidade e dinâmica pluviométrica. **XVII Simpósio de Geografia Física Aplicada**. Campinas-SP, 2017.

SILVA, I. A. S. CONEXÕES ENTRE CLIMA E DESERTIFICAÇÃO: trajetórias e suscetibilidade no nordeste brasileiro. **Revista Equador (UFPI)**, v. 8, n. 2, p.468 – 488. 2019.

SILVA, R. A.; SILVA, V. P. R; CAVALCANTI, E. P.; SANTOS, D. N. Estudo da variabilidade da radiação solar no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n.5, p. 501-509, 2010.

SILVA, R. A. **Padrões de variabilidade multiescalar na temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical e Norte e seus efeitos nas chuvas da América do Sul**. Tese (Doutorado em Clima e Ambiente) – INPA, Manaus-AM, 2015.

SILVA, W. T. M.; LEONARDO, F. A. P.; SOUTO, J. S.; SOUTO, P. C.; LUCENA, J. D. S.; NETO, P. H. M. Deposição de serapilheira em áreas de caatinga no núcleo de desertificação do Seridó. **ACSA**, Patos-PB, v.12, n.4, p.383-390, 2016.

SOARES, D. B. et al. Geoprocessamento e sensoriamento remoto como ferramentas de identificação de áreas em processo de desertificação. In: GALVÍNCIO, J. D (org). **Mudanças climáticas e impactos ambientais**. Recife: Editora Universitária da UFPE, 2010.

SOARES, D. B.; MOTA FILHO, F. O.; NÓBREGA, R. S. Sobre o Processo de Desertificação. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 01 p. 174-188. 2011.

SOARES, D. B. **Degradação ambiental no semiárido pernambucano**: contribuição ao estudo da desertificação. (Dissertação de Mestrado). Programa de pós-graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Pernambuco: PRODEMA/UFPE, 2012.

SOUZA, B. I.; ARTIGAS, R. C.; LIMA, E. R. V. Caatinga e desertificação. **Mercator** (Fortaleza), Fortaleza, v. 14, n. 1, p. 131-150, 2015.

SOUZA NETO, P. F. **Identificação de impactos da variabilidade climática sobre os Oceanos**. 2019. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas, 2019.

TANG, C.; CHEN, D.; CROSBY, B. T.; PIECHOTA, T.C.; WHEATON, J.M. Is the PDO or AMO the climate driver of soil moisture in the Salmon River Basin, Idaho? **Global and Planetary Change**, v. 120, p. 16-23, 2014.

TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A.; CUARTAS, L. A.; FERREIRA, M.; FERREIRA, J. C.; FERREIRA, J.C.; MARENGO, J. Estudo de impacto das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos superficiais e sobre os níveis dos aquíferos na Bacia do Rio Tocantins. **CCST/INPE**, Cachoeira Paulista, 2009.

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

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system, **Journal of Climate**, v.12, p.2679 – 2690, 1999.

VALE, R. S.; SANTANA, R. A.; DIAS-JÚNIOR, C.Q. Análise de Dados Climáticos Usando Transformada em Ondeletas Cruzada e Coerência. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.13, n.02, p. 641-647, 2020.

VASCONCELOS SOBRINHO, J. Núcleos de desertificação no polígono das secas. **Anais ...ICB**. Recife: UFPE, v.1, n.1, p. 69- 73, 1971.

VIEIRA, R.M.S.P.; CUNHA, A.P.M.A.; BARBOSA, A. A.; RIBEIRO NETO, G. G.; TOMASELLA, J.; ALVALÁ, R. C. S.; SANTOS, F. C.; SANTANA, M. DE O. Análise das interações entre dados climáticos e o processo de desertificação no núcleo de desertificação de Cabrobó-PE, Brasil. **Revista Sustentabilidade em Debate**. v.9, n.2, p.72 – 87. 2018.

VIEIRA, R.M.S.P.; TOMASELLA, J.; ALVALÁ, R.C.S.; SESTINI, M.F.; AFFONSO, A. G.; RODRIGUEZ, D.A.; BARBOSA, A.A.; CUNHA, A.P.M.A.; VALLES, G.F.; E. CREPANI; OLIVEIRA, S.B.P.; SOUZA, M.S.B.; CALIL, P.M.; CARVALHO, M.A.;

WALKER, G. T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. **Beitragezur Physik der freien Atmosphere**, v. 14, p. 88-93, 1928.

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

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