



MATHEUS COUTINHO FREITAS DE OLIVEIRA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E TEMPORAL DO ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO
PADRONIZADO NO ESTADO DO TOCANTINS**

LAVRAS-MG

2019

MATHEUS COUTINHO FREITAS DE OLIVEIRA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E TEMPORAL DO ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO
PADRONIZADO NO ESTADO DO TOCANTINS**

Monografia apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Curso de Engenharia Florestal, para obtenção do título de Bacharel.

Prof. Dr. Marcelo Ribeiro Viola
Orientador

**LAVRAS-MG
2019**

MATHEUS COUTINHO FREITAS DE OLIVEIRA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E TEMPORAL DO ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO
PADRONIZADO NO ESTADO DO TOCANTINS**

**SPATIAL AND TEMPORAL DISTRIBUTION OF STANDARDIZED
PRECIPITATION INDEX IN THE STATE OF TOCANTINS**

Monografia apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Curso de Engenharia Florestal, para obtenção do título de Bacharel.

APROVADA em 19 de junho de 2019.

Dr. Marcelo Ribeiro Viola

UFLA

Dra. Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi

UFLA

Me. Rubens Junqueira

UFLA

Prof. Dr. Marcelo Ribeiro Viola

Orientador

LAVRAS-MG

2019

AGRADECIMENTOS

À minha família, pelo incentivo e força nos mais diversos momentos que passamos ao longo dessa jornada.

À minha companheira, Larissa, pelo amor, carinho, incentivo e força durante todo o processo.

Aos meus amigos, pela amizade, suporte e momentos memoráveis.

Aos meus colegas de graduação, pela caminhada conjunta e aprendizados adquiridos durante o curso de Engenharia Florestal.

À Universidade Federal de Lavras (UFLA), pela formação acadêmica de qualidade e oportunidade de conhecer as mais diversas áreas da ciência.

Ao meu orientador, Dr. Marcelo Ribeiro Viola, pelos ensinamentos, pelo constante suporte e pelas ideias durante a iniciação científica e durante as fases deste trabalho.

À professora Dra. Ana Carolina Maioli Campos Barbosa, pelo incentivo, pela orientação ao longo de anos de iniciação científica e pela amizade.

Aos membros da banca, Dr. Marcelo Ribeiro Viola, Dra. Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi, Me. Rubens Junqueira, pela disponibilidade e contribuição na etapa final deste trabalho.

A todos professores e funcionários da UFLA, em especial do DCF, que contribuíram para minha formação profissional com os mais variados aprendizados.

À Klabin e University of Minnesota, pela vasta experiência e conhecimento que me proporcionaram nos períodos de estágio e estudo.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo fomento ao projeto nº 308947/2018-5 e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo apoio financeiro ao projeto " Função da cobertura vegetal na umidade do solo em uma pequena bacia hidrográfica da Região Alto Rio Grande" (FAPEMIG 01326-17).

RESUMO

A seca é um fenômeno comumente definido pela deficiência prolongada de água, que causa danos ao meio ambiente, agricultura e economia. Nesse contexto, este estudo analisou a distribuição espacial, ocorrência e intensidade da seca no Tocantins no período de 1986 – 2016, por meio do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) em escala anual. Também foi analisada a influência de fenômenos climáticos de macroescala na precipitação do estado. Foram selecionados 60 postos pluviométricos para o cálculo do índice SPI, distribuídos ao longo do Tocantins. Os índices SPI foram especializados utilizando a krigagem ordinária, tendo sido testados quatro modelos de semivariograma (circular, esférico, exponencial e gaussiano). A análise da influência de fenômenos climáticos de macroescala foi feita pela plataforma KNMI *Climate Explorer* (CE), no qual foi feita o estudo da correlação dos índices de Niño (1+2, 3, 3.4 e 4), Índice de Oscilação do Sul (IOS), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), com as séries históricas mensais dos postos pluviométricos. O modelo de semivariograma exponencial apresentou melhor desempenho na espacialização do SPI, gerando uma série de mapas que permitiram avaliar a evolução da seca ao longo do período de estudo. Observou-se a incidência de secas severas nos anos 1997-98 e 2015-16, atingindo 92% e 85% do Tocantins respectivamente. Também é possível observar a ocorrência de outros eventos de seca menores e mais localizados em diferentes regiões do estado. Nota-se a influência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico e Atlântico na precipitação do Tocantins, entretanto, para se ter um melhor entendimento da influência desses fatores nos eventos de seca do estado é necessário avaliar outras variáveis.

Palavra – chave: Seca meteorológica. Índice de seca. Fenômenos climáticos. Geoestatística. SPI.

ABSTRACT

Drought is phenomenon commonly defined by a prolonged water deficit, which causes damages to environment, agriculture and economy. In this context, this study analyzed the droughts' special distribution, occurrence and intensity in Tocantins in the period 1986 – 2016, using the Standardized Precipitation Index (SPI) on annual scale. In addition, the influence of macroscale climatic phenomena in this State rainfall was analyzed. We selected 60 rain gauge stations distributed along Tocantins, for the calculation of SPI index. The SPI indexes were spatialized using ordinary kriging, testing four semivariograms (circular, spherical, exponential and gaussian). The analysis of the influence of macroscale climatic phenomena was made using the KNMI Climate Explorer (CE) platform, where the correlation among Niño (1+2, 3, 3.4 and 4), Southern Oscillation Index (SOI), Pacific Decadal Oscillation (PDO), Northern Atlantic Oscillation (NAO) and Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) indexes with monthly historical series of rain gauge stations were studied. The exponential semivariogram model presented a better performance in SPI spatialization, generating a series of maps that allowed to evaluate the evolution of drought throughout the period of study. The incidence of severe droughts was observed in the years 1997-98 and 2015-16, reaching 92% and 85% of the Tocantins respectively. It is also possible to observe the occurrence of other smaller and more localized drought events in different regions of the state. However, in order to have a better understanding of the influence of these factors on the state's drought events, it is necessary to evaluate other variables.

Keywords: Meteorological drought. Drought index. Climatic phenomena. Geostatistics. SPI.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Divisão do Tocantins em mesorregiões e microrregiões e MDE do estado	17
Figura 2 – Distribuição espacial da precipitação média no Tocantins	18
Figura 3 – Precipitação média mensal para o período de 1986-2016	19
Figura 4 – Localização das estações pluviométricas utilizadas para avaliar os efeitos de fenômenos climáticos de macroescala na precipitação do Tocantins	24
Figura 5 – Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para os anos hidrológicos no período de 1986 – 2001, para o Tocantins	29
Figura 6 – Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para os anos hidrológicos no período de 2001 – 2016, para o Tocantins	30
Figura 7 – Evolução semestral da anomalia de TSM na região do Niño 1+2	33
Figura 8 – Evolução semestral da anomalia de TSM na região do Niño 4	34

LISTA DE SIGLAS

ANA	Agência Nacional das Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
CE	Climate Explorer
CMI	Índice de Umidade de Cultura
EN	El Niño
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EPM	Erro Padrão Médio
ER	Erro Médio Reduzido
GDE	Grau de Dependência Espacial
ION	Índice de Oceânico do Niño
IQD	Inverso do Quadrado da Distância
KNMI	Instituto Meteorológico Real da Holanda
LN	La Niña
MDE	Modelo Digita de Elevação
OAN	Oscilação Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PDSI	Índice de Severidade de Seca de Palmer
S _{ER}	Desvio Padrão dos Erros Reduzidos
SPI	Índice de Precipitação Padronizado
SWSI	Índice de Abastecimento de Água em Superfície
TNA	Atlântico Tropical Norte
TSA	Atlântico Tropical Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCI	Índice de Condição da Vegetação

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	9
2.	REFERENCIAL TEÓRICO	11
2.1	Definições de seca.....	11
2.2	Índice de Precipitação Padronizado (SPI).....	12
2.3	Geoestatística	13
2.4	Fenômenos climáticos de macroescala	15
3.	MATERIAIS E MÉTODOS	17
3.1	Região de estudo e base de dados	17
3.2	Índice de Precipitação Padronizado	19
3.3	Geoestatística	22
3.4	Fenômenos climáticos de macroescala	23
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
4.1	Índice de Precipitação Padronizado	25
5.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	35
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36

1. INTRODUÇÃO

A seca é um fenômeno natural caracterizado pela ausência ou deficiência de precipitação por um tempo prolongado, resultando em danos a agricultura, economia e meio ambiente, podendo ocorrer em qualquer lugar do mundo (OMM, 2014). Segundo Fernandes e Heinemann (2011), a falta de uma definição clara sobre o que é seca dificulta determinar o começo, fim, duração, intensidade e extensão espacial desse fenômeno.

Um dos principais desafios para o estudo da seca é definir o que é esse evento, uma vez que existe uma grande diversidade de conceitos que diferem de acordo com o campo de estudo e variáveis usadas para descrever o evento (YEVJEVICH, 1967; MISHRA; SINGH, 2010). As definições de seca são normalmente classificadas em quatro categorias (WILHITE; GLANTZ, 1985): meteorológica, definida como deficiência de precipitação sobre uma região para um período de tempo; hidrológica, considerada como o período com menor disponibilidade de água para abastecimento, devido ao escoamento superficial e subsuperficial reduzido; agrícola, relacionada ao período marcado pela baixa disponibilidade de umidade no solo e danos agrícolas; socioeconômica, associada a abastecimento de água inferior àquele necessário para suprir as demandas sociais e econômicas.

O monitoramento de seca é um importante recurso para planejamento e gestão de recursos hídricos, podendo ser realizado a partir de índices de seca que permitem definir a intensidade, duração, severidade e extensão espacial dos eventos. Diversos índices de seca foram construídos para atender esses objetivos, sendo cada um baseado em metodologias diferentes, o que pode envolver outras variáveis além da precipitação, como temperatura e evapotranspiração, por exemplo.

O índice de precipitação padronizado (SPI), elaborado por McKee, Doesken e Kleist (1993), é calculado com base em uma série de dados de precipitação para o período desejado, podendo ser estimado para diferentes escalas de tempo. Essa versatilidade permite que o SPI seja utilizado para monitorar o abastecimento de água do curto ao longo prazo, além de ser usado para estudar aspectos como previsão, análise de frequência, análise espacial e temporal e impactos climáticos da seca (MISHRA; DESAI, 2005; MISHRA et al., 2007; MISHRA et al., 2009; MISHRA; SINGH, 2009).

As mudanças nos padrões da circulação atmosférica podem ocasionar alterações climáticas, resultando em alterações no ciclo da água da região afetada. Diversos fenômenos climáticos de macroescala influenciam na precipitação do Brasil, como El Niño – Oscilação Sul (ENSO), Oscilação do Atlântico Norte (OAN), Oscilação Multidecadal do Atlântico

(AMO) e Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) (DIAS et al., 2013; KAYANO et al., 2016; JUNQUEIRA, 2019). Estudos para entender a relação desses fenômenos com eventos de seca, visando identificar suas características e impactos, são relevantes para a gestão de recursos hídricos.

O estado do Tocantins (TO) apresenta uma carência de informações e estudos climatológicos que permitem definir e quantificar a intensidade, duração e severidade dos eventos de seca. A vegetação predominante do estado é o Cerrado, entretanto 5,4 % da área da Amazônia Legal estão inseridos no território do estado (SEPLAN/TO, 2008). O estado faz parte da bacia hidrográfica do rio Tocantins, cujos recursos hídricos são responsáveis pela geração de aproximadamente 4,7 % da energia hidrelétrica do Brasil (ANEEL, 2018). Além disso, o Tocantins tem grande participação na produção agropecuária brasileira, o que corresponde a 13,9 % do PIB do estado.

Diante do exposto, o presente trabalho objetivou: i) avaliar a distribuição espacial e temporal do SPI anual entre o período 1986 – 2016; ii) avaliar o desempenho da krigagem ordinária com semivariograma exponencial, circular, esférico e gaussiano; iii) verificar a influência de fenômenos climáticos de macroescala sobre a precipitação do estado do Tocantins.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Definições de seca

A seca tem sido objeto de uma grande quantidade de estudos, focados principalmente na reconstrução histórica, cálculos de frequência e investigação dos impactos desses eventos (WILHITE; GLANTZ, 1985). Apesar de diversos autores relacionarem a seca a uma redução da precipitação durante algum período de tempo (BRITO et al., 2018; LIVADA; ASSIMAKOPOULOS, 2007; MCKEE; DOESKEN; KLEIST, 1993), não existe um conceito universal para esse fenômeno. Segundo Wilhite e Glantz (1985), a falta de uma definição objetiva de seca em uma situação específica tem sido um obstáculo para o entendimento desse fenômeno. Dessa maneira, a definição de seca é subdividida em quatro tipos: meteorológica, agrícola, hidrológica e socioeconômica.

A seca meteorológica está relacionada à precipitação abaixo do normal durante certo período de tempo, sendo a definição mais disseminada. No entanto, vale ressaltar que esse tipo de definição tem aplicação local, sendo os limites usados para definir se há ou não seca com base na área de estudo (WILHITE; GLANTZ, 1985). Esse tipo de seca exerce influência na ocorrência de secas agrícolas e hidrológicas (VAN LOON et al., 2016).

A definição de seca agrícola refere-se à umidade do solo insuficiente para suprir as demandas das plantas cultivadas, sendo uma consequência das características da seca meteorológica que causam algum impacto na agricultura, (WILHITE; GLANTZ, 1985). Segundo Wilhite e Glantz (1985), uma definição operacional de seca agrícola deve levar em consideração a susceptibilidade da cultura em diversos estágios de crescimento ao estresse hídrico, tendo em conta ainda características meteorológicas como precipitação e evapotranspiração abaixo do normal e propriedades físicas e biológicas do solo.

A seca hidrológica está relacionada aos efeitos de períodos secos no escoamento superficial e subsuperficial (WILHITE; GLANTZ, 1985), resultando em níveis de rios e reservatórios abaixo do normal (SILVA et al., 2013). Esse tipo de seca normalmente ocorre após o início da seca meteorológica e agrícola (WILHITE; GLANTZ, 1985).

Considerada como consequência dos outros tipos de seca (KEYANTASH; DRACUP, 2002), a seca socioeconômica consiste na falta de bens e serviços devido à deficiência de água. Segundo Silva et al. (2013), esse déficit pode ser induzido por aumento no consumo de água, falta de gerenciamento dos recursos hídricos ou a má distribuição de chuvas. O aumento

da demanda de água por conta do crescimento populacional, enquanto a oferta de água se mantém contínua, pode aumentar a ocorrência desse tipo de seca.

A seca é um fenômeno generalizado, uma vez que grande parte da superfície terrestre é suscetível a esses eventos, que afetam diversos setores sociais, econômicos e ambientais. No entanto, é difícil determinar o início e fim de uma seca, assim como seus impactos, que muitas vezes se acumulam e podem perdurar por um período longo após o término. Para avaliar o efeito e definir parâmetros da seca, índices de monitoramento são desenvolvidos permitindo quantificar a intensidade, duração e extensão espacial desses eventos.

Inúmeros índices já foram desenvolvidos para quantificar a seca, cada um com suas vantagens e desvantagens (MISHRA; SINGH, 2010). Praticamente todos os índices de seca usam precipitação como variável, sendo ela combinada ou não com outras variáveis meteorológicas e climáticas, como temperatura e evapotranspiração. Segundo Mishra e Singh (2010), dentre os índices mais usados, destacam-se: o Índice de Precipitação Padronizado (SPI); Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI); Índice de Umidade de Cultura (CMI); Índice de Abastecimento de Água em Superfície (SWSI); e Índice de Condição da Vegetação (VCI).

2.2 Índice de Precipitação Padronizado (SPI)

O Índice de Precipitação Padronizado (SPI – *Standard Precipitation Index*), desenvolvido por McKee, Doesken e Kleist (1993), é um índice de seca meteorológica, calculado para qualquer local com base em uma série de precipitação para o período desejado. O SPI pode ser calculado para diversas escalas de tempo, o que garante uma versatilidade ao índice para o monitoramento a curto e longo prazo de recursos hídricos. De acordo com Mishra e Singh (2010), o SPI tem sido utilizado para estudar diferentes aspectos da seca, como frequência, previsão, análise espaço-temporal e impactos climáticos.

O SPI foi desenvolvido para quantificar o déficit de precipitação em qualquer escala de tempo, que refletem o impacto da seca na disponibilidade de diversos recursos hídricos (OMM, 2012). Além disso, o único parâmetro necessário para o cálculo é a precipitação pluvial, sendo necessário uma série mensal com um período de dados igual ou superior a 30 anos de observações (MCKEE; DOESKEN; KLEIST, 1993).

Segundo Uliana et al. (2017), o SPI requer diferentes interpretações de acordo com sua escala de tempo, sendo originalmente calculado por McKee et al. (1993) para os períodos de 3, 6, 12, 24 e 48 meses. O SPI de um mês reflete as condições de curto prazo, empregado a

estudos relacionados à umidade do solo; para o período de três meses, o índice fornece estimativa da precipitação sazonal e também tem aplicação na análise de água no solo; o SPI de 6-9 meses indica padrões de médio prazo na precipitação; e o SPI de 12 meses reflete padrões de precipitação a longo prazo (ULIANA et al., 2017).

O índice é determinado pela normalização da precipitação após ter sido ajustada a uma função de densidade de probabilidade, sendo recomendado o uso da distribuição Gama de dois parâmetros (MCKEE; DOESKEN; KLEIST, 1993). O SPI é obtido após a normalização da distribuição, podendo assumir valores negativos e positivos. Os valores positivos do SPI indicam que a precipitação está acima da média normal; em contrapartida, os valores negativos estão relacionados a uma precipitação abaixo do normal; já os valores próximos a 0 indicam que a precipitação está próxima a média de série histórica (BRITO et al., 2018). A seca começa quando o valor de SPI é igual ou menor que -1, terminando quando o índice assume valor positivo (OMM, 2012).

O SPI anual permite a análise de secas hidrológicas, por refletir o padrão de precipitação em longo prazo e servir de referência aos SPIs de menores escalas (BRITO et al., 2018). O índice calculado para o ano hidrológico é uma comparação da precipitação de 12 meses consecutivos com o observado nos mesmos 12 meses em outros anos da série de dados (OMM, 2012). O armazenamento de água subterrânea, dos fluxos de rios e do reservatório refletem anomalias de precipitação em longo prazo (EMBRAPA, 2009), de modo que o SPI dessa escala de tempo está ligado a esses eventos (OMM, 2012).

2.3 Geoestatística

Os estudos de seca são realizados com base em dados de precipitação coletados de forma pontual, conforme as coordenadas geográficas das estações meteorológicas disponíveis. Para que haja uma melhor interpretação desses fenômenos em uma maior escala espacial, é necessária a realização de um estudo de regionalização dessa variável.

A interpolação é um procedimento de estimação do valor de um atributo em locais não amostrados a partir de pontos amostrados na mesma região (AMORIM, 2005). Segundo Stockholm (1984), a regionalização aplicada a elementos meteorológicos, como temperatura do ar e precipitação, permite o agrupamento em regiões de padrões semelhantes. Existe uma variedade de métodos de interpolação determinísticos e geoestatísticos para estimar a variável em uma área não amostrada.

A geoestatística surgiu pelos estudos de Krige (1951), que concluiu que para entender melhor a variância dos dados obtidos pela amostragem clássica, a distância entre amostras deve ser considerada. Baseado nessas observações, Matheron (1963) desenvolveu a Teoria das Variáveis Regionalizadas, definida como uma função espacial numérica, variando de um local para outro, apresentando continuidade aparente e cuja variação não pode ser representada por uma simples função matemática (MELLO, 2004).

Os modelos matemáticos desenvolvidos por Matheron (1963) formalizaram a geoestatística, permitindo estudar a distribuição espacial dos valores. A interpolação geoestatística permite a produção de mapas de distribuição espacial baseado nos dados medidos. O mapeamento de uma variável possibilita compreender a estrutura da variabilidade e identificar áreas que são mais afetadas pela seca, por exemplo.

A krigagem é uma técnica estocástica que usa uma combinação linear de pesos em pontos conhecidos para estimar o valor em um ponto desconhecido, levando em conta a correlação espacial da variável (LUO et al., 2008). O semivariograma expressa a dependência espacial, e é considerado o ponto central da geoestatística, além de ser o ponto chave da determinação do preditor geoestatístico (MCBRATNEY; WEBSTER, 1986; MELLO et al., 2005).

Existem diversos modelos de ajuste aplicáveis a diferentes fenômenos com continuidade espacial (MELLO, 2004), sendo os principais modelos: gaussiano, esférico e exponencial. O ajuste do modelo espacial ao semivariograma experimental pode ser feito por diferentes métodos, destacando-se os Métodos dos Quadrados Mínimos Ordinários, Ponderados e Método da Máxima Verossimilhança. Segundo McBratney e Webster (1986) a seleção do melhor modelo de semivariograma ajustado se dá pelo uso de técnicas quantitativas, como o critério de Informação de Akaike (AIC), validação cruzada e preditiva.

A aplicação de técnicas geoestatísticas para o mapeamento do SPI produz resultados satisfatórios sobre o comportamento da seca, possibilitando compreender o comportamento desse fenômeno e sua distribuição no espaço e tempo. Gois, Delgado e Oliveira-Júnior (2015) avaliaram o desempenho dos modelos matemáticos teóricos na interpolação da Krigagem Ordinária para determinar quais modelos podem ser usados na avaliação do índice SPI, no estado do Tocantins. Os modelos esférico e exponencial foram indicados para identificar espacialmente os eventos de seca no Tocantins com maior acurácia.

2.4 Fenômenos climáticos de macroescala

A dinâmica da atmosfera determina, de uma maneira geral, o clima de uma região. O aquecimento diferencial do globo pela radiação solar, somado a distribuição desigual de continentes e oceanos e outros fatores, como a mudança de uso e ocupação do solo regional, resultam em padrões de circulação na atmosfera que redistribuem calor e umidade pelo globo (FERREIRA; MELLO, 2005).

A ligação entre anomalias climáticas locais e diferenciais de temperatura e pressão localizados a grandes distâncias é denominada teleconexão (REBOITA; SANTOS, 2014). Segundo Liu e Alexander (2007), a propagação de ondas e transporte de energia na atmosfera e nos oceanos resulta nas teleconexões. Os padrões de teleconexão podem perdurar por meses e anos, se consolidando como importante parte da variabilidade interanual e interdecenal da circulação atmosférica (CAVALCANTI et al., 2009; JUNQUEIRA, 2019).

A circulação atmosférica sobre a região tropical é fortemente modulada e modificada pelos padrões termodinâmicos sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais (FERREIRA; MELLO, 2005). As anomalias positivas ou negativas na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) desses oceanos, perturbam as células de Hadley e Walker deslocando-as de suas posições climatológicas, resultando em fortes anomalias na circulação atmosférica (FERREIRA; MELLO, 2005).

O El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é o principal fenômeno de variabilidade oceano-atmosfera em escala global (REBOITA; SANTOS, 2014; TRENBERTH; CARON, 2000; GRIMM; AMBRIZZI, 2009). A componente atmosférica do ENOS é chamada de Oscilação Sul e a oceânica de El Niño (PHILANDER, 1985). Segundo Reboita e Santos (2014), um evento de El Niño (EN) é caracterizado pelo aumento da TSM no setor centro-leste do Pacífico Tropical, favorecendo o decréscimo da pressão atmosférica no Pacífico Tropical Leste em relação ao Pacífico Tropical Oeste; nesse caso, tem-se a fase negativa da Oscilação Sul e a fase positiva do ENOS (EN). Ainda de acordo com os autores, o fenômeno La Niña (LN) é caracterizado pelo resfriamento da TSM no setor centro-leste do Pacífico Tropical, onde há um aumento da pressão atmosférica; nesse caso, tem-se a fase positiva da Oscilação Sul e a fase negativa do ENOS (LN).

A ocorrência de eventos de EN ocasiona na deficiência de precipitação na estação chuvosa das regiões Norte e Nordeste do Brasil, enquanto que eventos de LN resultam em abundância de precipitação (REBOITA; SANTOS, 2014; RAO; HADA, 1990; SOUZA; AMBRIZZI, 2002; GRIMM; TADESCHI, 2009). Apesar de o fenômeno ENOS ter efeitos

evidentes no norte do país, não se deve avaliar a precipitação nessa região sem considerar o padrão das anomalias de TSM (REBOITA; SANTOS, 2014). Os oceanos Atlântico e Pacífico, atuando de maneira conjunta ou separada, exercem influência na variabilidade interanual da precipitação da América do Sul (KAYANO; CAPISTRANO, 2014; JUNQUEIRA, 2019).

A interação do ENOS com anomalias positivas ou negativas de TSM no Atlântico Tropical Sul (TSA – *Tropical Southern Atlantic*) ou no Atlântico Tropical Norte (TNA – *Tropical Northern Atlantic*) alteram a circulação atmosférica e transporte de umidade no continente. Ao realizarem simulações numéricas com modelo de circulação atmosférica, Pezzi e Cavalcanti (2001) mostraram que o EN e o dipolo de TSM no Atlântico Tropical com anomalias positivas no TNA ocasionam condições de seca na região Norte e Nordeste do Brasil; se as anomalias de TSM são positivas no TSA, há precipitação acima do normal no norte da região Nordeste, enquanto as demais regiões apresentam precipitação abaixo da média. Quando ocorre LN e anomalias positivas de TSM no TNA, há precipitação abaixo da média no Nordeste e leste da Amazônia; simulando anomalias positivas de TSM no TSA, resultou em anomalias positivas de precipitação no Nordeste e anomalias negativas no oeste da Amazônia.

Os principais fenômenos relacionados às anomalias na TSM do oceano Atlântico, resultando em mudanças na precipitação na América do Sul, são a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) (SANTOS; SIQUEIRA; MELO, 2016; JUNQUEIRA, 2019). A OAN é associada à Baixa da Groelândia e à Alta dos Açores, alterando temperatura, precipitação, entre outros fatores climáticos em grande parte do planeta (CAVALCANTI et al. 2009; HURRELL; DESER, 2010). A OMA consiste na variação da TSM centrada no Atlântico Norte, exercendo influência sobre eventos úmidos e de seca em diversas regiões do Brasil (ENFIELD; MESTAS-NUÑEZ; TRIMBLE, 2001; KAYANO et al., 2016; JONES; CARVALHO, 2018; RIBEIRO et al., 2014).

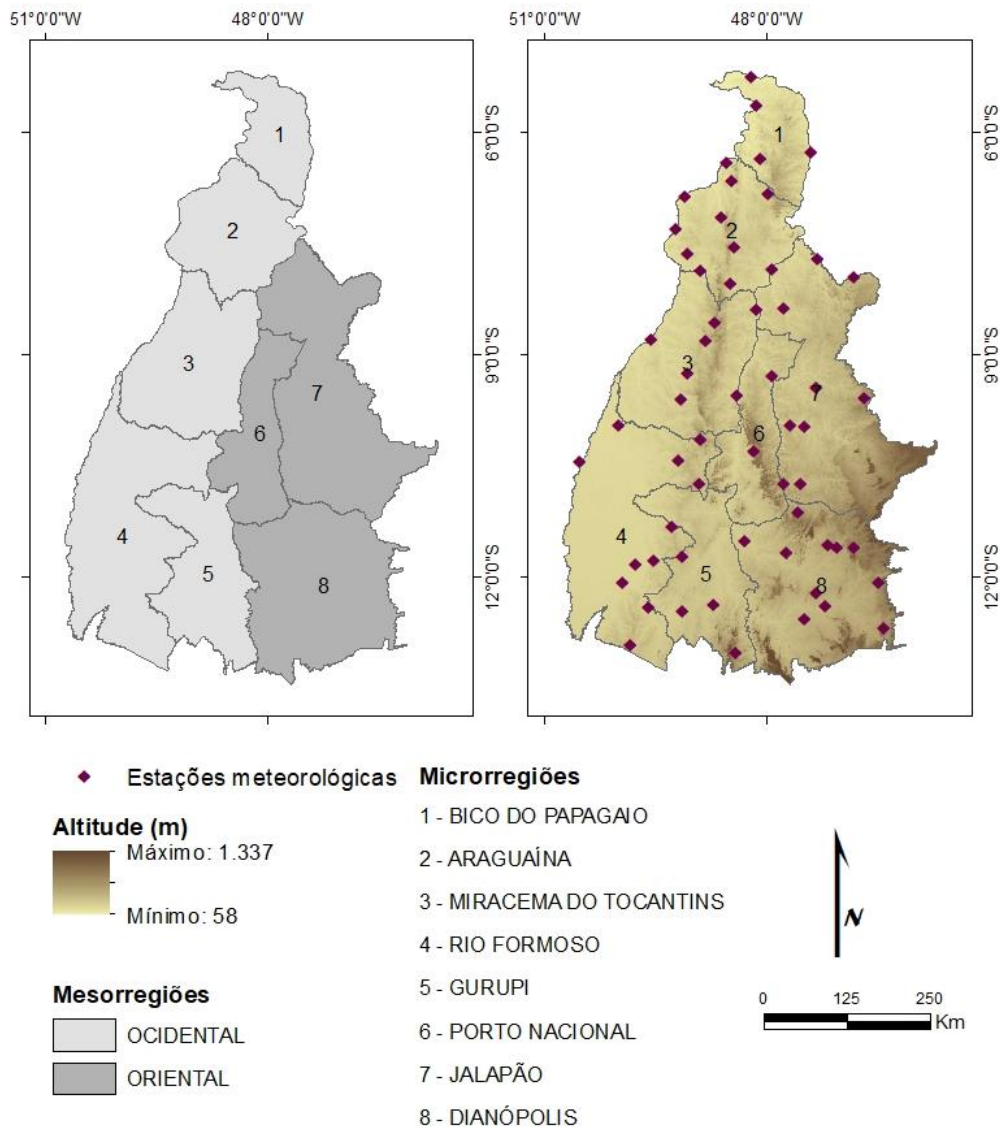
A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) é uma anomalia da TSM no Pacífico Norte que pode alterar o clima em diversas regiões do planeta (NEWMAN et al., 2016). Segundo Silva e Silva (2016), as condições mais secas na América do Sul estão associadas a fase negativa da ODP, enquanto que na fase positiva ocorrem condições mais úmidas que o normal.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Região de estudo e base de dados

O estado do Tocantins, localizado na região Norte, situado entre as longitudes 45° W e 51° W e as latitudes 14° S e 5° S, possui uma área de 277.620 km². De acordo com o IBGE, o estado é dividido em duas mesorregiões, Tocantins Ocidental e Oriental, e oito microrregiões, conforme a Figura 1. A distribuição espacial das estações meteorológicas utilizadas no estudo, e o Modelo Digital de Elevação (MDE) do estado, obtido a partir do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) (WEBER et al., 2004), podem ser observadas na Figura 1.

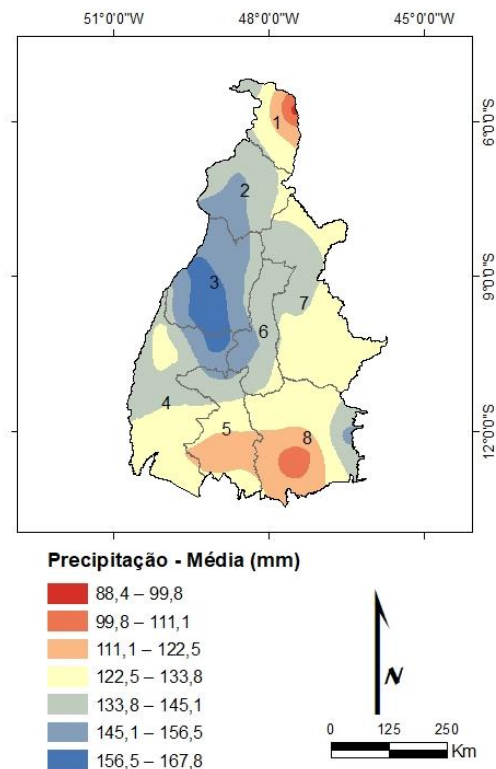
Figura 1 – Divisão do Tocantins em mesorregiões e microrregiões e MDE do estado.



O Tocantins é um dos nove estados pertencentes a região Amazônica, com 5,4 % do território do estado inserido na Amazônia Legal (ATLAS DO TOCANTINS, 2008). A vegetação de cerrado corresponde a 87 % do território, dividindo espaço com a floresta de transição amazônica (TOCANTINS, 2010). Os rios mais importantes do estado são o Tocantins; Araguaia; Paranã; Javaés; do Sono; Formoso; Santa Teresa; Manuel Alves Grande; e do Côco (ATLAS DO TOCANTINS, 2008).

O clima do estado de acordo com a classificação climática de Köppen é do tipo Aw, controlado pelas massas de ar Equatorial Continental e Polar Atlântica (MARCUIZZO; GOULARTE, 2012), com primavera e verão úmidos (concentrando 80% da chuva anual em média) e período de estiagem no outono e inverno. A precipitação anual média, para o período de 1986-2016, foi de 1.573,8 mm, com mínimo e máximo de 1.016,5 e 2.037,9 mm respectivamente. A distribuição espacial da precipitação média no estado do Tocantins pode ser observada na Figura 4. A interpolação espacial foi feita pelo método da Krigagem Ordinária, utilizando o modelo de semivariograma exponencial. É possível notar maior lâmina de precipitação na região ocidental do estado, principalmente em Miracema do Tocantins, e uma lâmina menor nas regiões Bico do Papagaio e Dianópolis.

Figura 2 – Distribuição espacial da precipitação média no Tocantins.

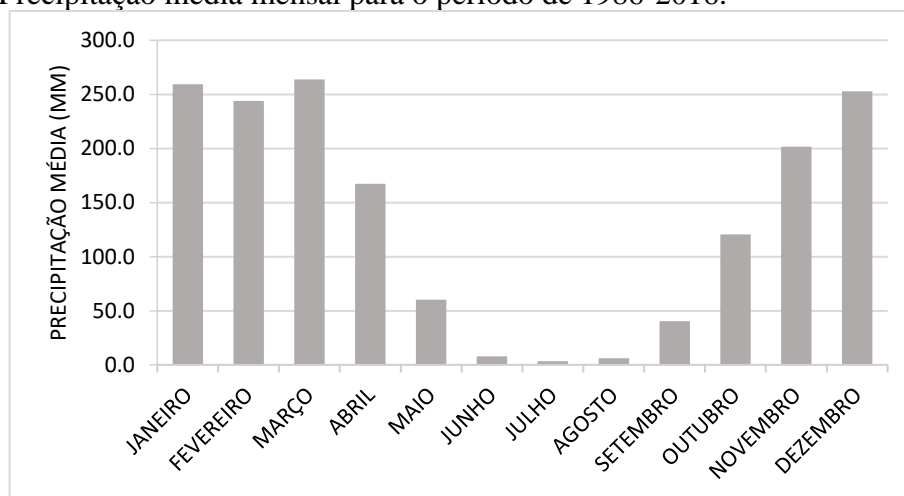


Fonte: Do autor (2019)

A base de dados para cálculo do SPI foi obtida junto ao Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) da Agência Nacional das Águas (ANA), onde foram selecionadas 60 estações pluviométricas com dados de precipitação mensal, localizadas dentro do estado do Tocantins. Para a seleção das estações utilizadas no cálculo do índice, optou-se por aquelas contendo no mínimo 30 anos de dados com no máximo 20% de falhas na série, sem que houvesse preenchimento dos dados faltantes (OMM, 2012).

Em estudo realizado por Marcuzzo e Goularte (2013), foi observado que o período úmido perdura por sete meses no Tocantins, começando em Outubro e terminando em Abril. De maneira geral, 93 % da precipitação se concentrou nesse período entre 1986 – 2016, de forma que a estação que concentra maiores valores de precipitação é o verão com 767 mm. Em contrapartida, os meses de Maio a Setembro apresentam uma baixa precipitação (7 % do valor médio anual), sendo que o inverno chega a uma precipitação média de 50 mm. A distribuição da precipitação média mensal entre 1986 – 2016 pode ser observada na Figura 5. Grande parte da seca que ocorre no Tocantins é resultado do período de estiagem severo que ocorre no inverno.

Figura 3 – Precipitação média mensal para o período de 1986-2016.



Fonte: Do autor (2019)

3.2 Índice de Precipitação Padronizado

Com o banco de dados de precipitação organizado, foi calculado o SPI com o uso de planilha eletrônica. O índice foi determinado para o período de 12 meses, com base no ano hidrológico do estado, que se estende de outubro a setembro. O cálculo do índice necessita de uma série de dados com no mínimo 30 anos de observações.

O cálculo do SPI foi baseado na metodologia de McKee et al. (1993), para o período de 1986-2016. O processo inicia-se com o ajuste da série de precipitação à distribuição de probabilidade Gama com dois parâmetros (MCKEE et al., 1993; STAGGE et al., 2015; ULIANA et al., 2017; PAPARRIZOS et al., 2018; JUNQUEIRA, 2019). A distribuição gama com dois parâmetros é definida pela função de densidade de probabilidade, expressa pela Equação 1 (MELLO; SILVA, 2013).

$$g(x) = \frac{1}{\Gamma(X)\beta^\alpha} X^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (1)$$

em que: α é o parâmetro de forma, adimensional; β é o parâmetro de escala, dado em mm; X é o total precipitado, em mm; e $\Gamma(X)$ é a função gama, obtida pela Equação 2.

$$\Gamma(X) = \int_0^{\infty} y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (2)$$

O método dos momentos foi utilizado para estimar os parâmetros α e β , conforme as Equações 3 e 4.

$$\alpha = \frac{(\bar{x})^2}{S^2} \quad (3)$$

$$\beta = \frac{S^2}{\bar{x}} \quad (4)$$

em que: \bar{x} é a média aritmética e S é o desvio padrão da precipitação, ambos expressos em mm.

Os resultados dos parâmetros de forma e escala são utilizados para encontrar a probabilidade cumulativa de um evento de precipitação observado, conforme a Equação 5.

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} dx \quad (5)$$

Substituindo $t = \frac{x}{\beta}$, a Equação 5 transforma-se na função gama incompleta, representada pela Equação 6.

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (6)$$

Como a função gama é indefinida para $x = 0$ e uma distribuição de precipitação pode conter zeros, a probabilidade cumulativa pode ser obtida pela Equação 7.

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad (7)$$

em que: $H(X)$ é a distribuição de probabilidade cumulativa; q é a frequência de ocorrência de valores nulos e $G(x)$ é a distribuição cumulativa teórica.

Segundo Thom (1966), se m é o número de zeros em uma série temporal de precipitação, q pode ser determinado pela Equação 8.

$$q = \frac{m}{n + 1} \quad (8)$$

sendo n é o tamanho da amostra.

O teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov com nível de significância de 5% foi aplicado à todas as estações selecionadas para o cálculo do SPI para verificar a adequabilidade do índice calculado à distribuição Gama. A distribuição de probabilidade cumulativa $H(x)$ é transformada em uma variável aleatória normalizada (Z), com média igual a 0 e desvio padrão igual a 1, o que corresponde ao valor final do SPI.

A classificação do índice foi baseada na metodologia de McKee et al. (1993) e OMM (2012), contemplando períodos úmidos e secos. Dessa forma, a interpretação de mapas criados com o SPI e a comparação com outros índices usados para monitoramento climatológico fica mais fácil. Quando o SPI se torna negativo, inicia-se o evento de seca, finalizando quando o índice apresenta valores positivos (OMM, 2012). A Tabela 1 apresenta a classificação dos valores do SPI.

Tabela 1 – Classificação da intensidade da seca para o SPI.

SPI - Valores	
> 2,0	Extremamente úmido
1,5 – 1,99	Severamente úmido
1,0 – 1,49	Moderadamente úmido
-0,99 – 0,99	Quase normal
-1,0 - -1,49	Moderadamente seco
-1,5 - -1,99	Severamente seco
< -2,0	Extremamente seco

Fonte: Adaptado de OMM (2012).

3.3 Geoestatística

A interpolação do SPI para analisar a distribuição espacial do índice foi feita pelo método da Krigagem Ordinária. Foram ajustados os modelos de semivariograma esférico, exponencial, circular e gaussiano para quatro anos hidrológicos aleatórios, com o intuito de selecionar aquele com boa precisão na interpolação do índice. A interpolação do SPI foi feita usando o programa ArcGIS 9 (ESRI, 2002).

A seleção do modelo de semivariograma com melhor ajuste, foi feita com base no grau de dependência espacial (GDE) e validação cruzada. Após a validação do ajuste do modelo, obtém-se o erro reduzido (ER), desvio padrão do erro reduzido (SER) (Mello, 2004) e erro padrão médio (EPM) (GUNDOGDU, 2017), de acordo com as Equações 9, 10 e 11. Aquele modelo que apresenta ER próximo a zero, S_{ER} próximo a um e o menor valor possível de EPM , é o modelo que interpola a variação do índice de forma mais precisa (KUMAR; MAROJU; BHAT, 2007).

$$ER = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{z(x_i) - z^*(x_i)}{\sigma(x_i)} \right) \quad (9)$$

$$S_{ER} = \sqrt{\frac{1}{N} \left\{ \sum_{i=1}^N \left(\frac{z(x_i) - z^*(x_i)}{\sigma(x_i)} \right)^2 \right\}} \quad (10)$$

$$EPM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \sigma(x_i)}{N}} \quad (11)$$

em que: N é o número de dados da validação cruzada; $z(x_i)$ é o valor observado no ponto i ; $z^*(x_i)$ é o valor estimado para o ponto i ; e $\sigma(x_i)$ é o desvio padrão da krigagem no ponto i .

O *GDE* permite classificar o grau de dependência espacial com base em parâmetros de semivariograma (MELLO et al., 2008), sendo a razão entre a variação explicada pela componente espacial e a variação total do fenômeno, conforme a Equação 12. Segundo Cambardella et al. (1994), o grau de dependência espacial pode ser classificado em: fraco ($GDE < 25\%$); moderado ($25\% < GDE < 75\%$); e forte $GDE (> 75\%)$.

$$GDE = \left(\frac{\sigma^2}{\sigma^2 + \tau^2} \right) \quad (12)$$

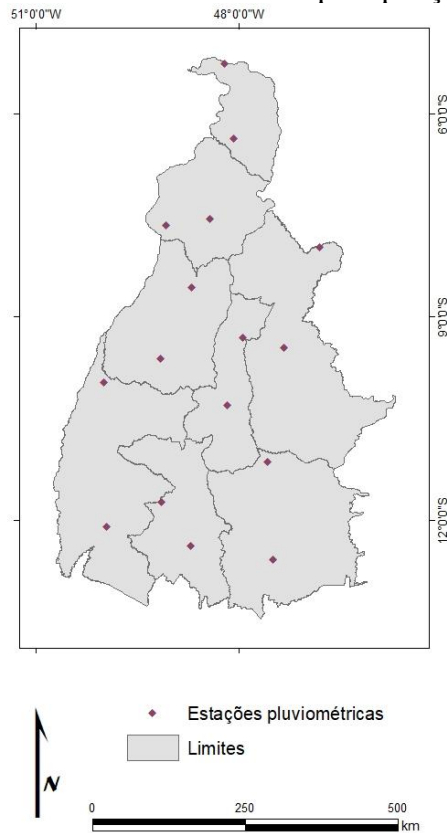
em que: τ^2 é a componente estruturada no espaço (variância espacial); σ^2 é a componente aleatória (efeito pepita); e $\sigma^2 + \tau^2$ é a variação total do fenômeno (patamar).

Para as situações em que não se observou dependência espacial, o índice foi interpolado com base no Inverso do Quadrado da Distância (IQD).

3.4 Fenômenos climáticos de macroescala

Para avaliar os efeitos de fenômenos climáticos de macroescala na distribuição de precipitação no Tocantins, foram selecionadas 16 estações pluviométricas mensais da base obtida na plataforma HidroWeb, distribuídas pelo estado, tendo duas estações por microrregiões e com no máximo 10% de falhas na série. As estações selecionadas para essa análise de correlação estão incluídas na base de dados utilizada para o cálculo do SPI. A localização das estações pode ser observada na Figura 3.

Figura 4 – Localização das estações pluviométricas utilizadas para avaliar os efeitos dos fenômenos climáticos de macroescala na precipitação do Tocantins.



Fonte: Do autor (2019)

A correlação entre os fenômenos climáticos de macroescala e as séries de precipitação foi feita pela plataforma *KNMI Climate Explorer* (CE). O CE permite correlacionar uma série temporal definida pelo usuário com séries de índices climáticos, disponíveis em escalas diária, mensal e anual (TROUET; VAN OLDENBORCH, 2013; JUNQUEIRA, 2019). Foram escolhidos os fenômenos ENSO (Oscilação Sul e El Niño 1+2, 3, 3.4 e 4), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Índice de Precipitação Padronizado

A base de dados formada por 60 estações pluviométricas, com base no critério de ter o máximo 20% de falhas na série, foi utilizada para a estimativa do SPI para os anos hidrológicos e em seguida os resultados foram submetidos ao teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov. Foi comprovado a adequabilidade de 59 postos à distribuição Gama, tendo uma estação removida na espacialização do índice.

A escolha do modelo de semivariograma foi feita com base no desempenho dos modelos circular, esférico, exponencial e gaussiano para os anos hidrológicos 1987-88, 1990-91, 1991-92 e 2009-10, escolhidos de maneira aleatória. De maneira geral, o modelo exponencial foi o que apresentou ER próximo a zero, S_{ER} próximo a um e o menor valor possível de EPM , conforme a Tabela 2. Segundo Gupta, Kamble e Machiwal (2017) e Chebbi et al. (2017), a krigagem ordinária feita com modelo de semivariograma exponencial apresenta boa estimativa na interpolação de dados ambientais.

Tabela 2 – Parâmetros dos semivariogramas ajustados pelos modelos circular, esférico, exponencial e gaussiano.

A.H.	Modelo	Parâmetros			GDE	Classificação	ER	S_{ER}	EPM
		E. pepita	Alcance	Contribuição					
1987-88	Circular	0	0,87455	0,60217	100%	Forte	0,04344	1,22851	0,67911
1987-88	Esférico	0	0,98182	0,60288	100%	Forte	0,03553	1,19564	0,68717
1987-88	Exponencial	0	1,36273	0,65944	100%	Forte	0,00560	1,11597	0,70961
1987-88	Gaussiano	0,09333	0,88302	0,52312	85%	Forte	0,03885	1,24244	0,67831
1990-91	Circular	0,24080	1,29273	0,32812	58%	Moderado	0,01368	1,07638	0,69001
1990-91	Esférico	0,24228	1,48025	0,32858	58%	Moderado	0,01791	1,06747	0,69206
1990-91	Exponencial	0	1,23567	0,57992	100%	Forte	0,02173	1,10795	0,68375
1990-91	Gaussiano	0,33979	1,54861	0,24556	42%	Moderado	0,01426	1,05660	0,69623
1991-92	Circular	0,16881	0,77109	0,39189	70%	Moderado	0,04929	1,02146	0,74060
1991-92	Esférico	0,26663	1,18198	0,30532	53%	Moderado	0,05261	1,01693	0,73216
1991-92	Exponencial	0,15717	1,24136	0,42997	73%	Moderado	0,05157	1,02082	0,73065
1991-92	Gaussiano	0,30867	0,98524	0,26282	46%	Moderado	0,05334	1,01761	0,73398
2009-10	Circular	0,16606	1,68485	0,93592	85%	Forte	0,02740	1,10138	0,76213
2009-10	Esférico	0,13145	1,85619	0,97059	88%	Forte	0,02006	1,10319	0,76131
2009-10	Exponencial	0	2,39351	1,17145	100%	Forte	0,01551	1,07069	1,07069
2009-10	Gaussiano	0,32122	1,66458	0,78811	71%	Moderado	0,01855	1,11675	0,76732

Fonte: Do autor (2019)

Legenda: A.H. = ano hidrológico; GDE = grau de dependência espacial; ER = erro médio reduzido; S_{ER} = desvio padrão dos erros reduzidos; EPM = erro padrão médio.

O GDE do modelo exponencial foi classificado como forte para os anos hidrológicos 1987-88, 1990-91 e 2009-10, tendo grau moderado para o ano 1991-92. Em contrapartida, os modelos circular e esférico tiveram GDE forte para 1987-88 e 2009-10 e GDE moderado para 1990-91 e 1991-92. Esse resultado confirma a escolha do modelo exponencial baseada na análise da validação cruzada.

A Tabela 3 apresenta os resultados da análise do GDE e da validação cruzada do modelo exponencial para o período de 1986 - 2016. Observa-se que 37% das 30 análises apresentaram GDE forte, enquanto outros 37% apresentaram grau de dependência moderado e 27% fraco. Apesar de alguns anos hidrológicos apresentarem GDE moderado, as estatísticas ER , S_{ER} e EPM foram satisfatórias, mostrando que a krigagem ordinária exponencial consegue explicar a continuidade espacial do SPI, em concordância com o estudo de Gois, Delgado e Oliveira-Júnior (2015). Aqueles anos hidrológicos que tiveram o GDE classificado como fraco, tiveram a interpolação espacial feita pelo método do Inverso do Quadrado da Distância.

Tabela 3 – Resultado das análises geoestatísticas para interpolação do SPI pelo modelo exponencial para o Tocantins.

A.H.	N dados	Parâmetros			GDE	Classificação	ER	S _{ER}	EPM
		E. pepita	Alcance	Contribuição					
1986-87	59	*	*	*	*	*	*	*	*
1987-88	59	0,0000	1,3627	1,3627	100%	Forte	-0,0056	1,1160	0,7096
1988-89	59	0,0000	0,8909	0,3820	100%	Forte	0,0310	0,9719	0,5989
1989-90	59	0,0000	0,7352	0,4883	100%	Forte	0,0070	1,0221	0,6996
1990-91	59	0,0000	1,1811	0,5748	100%	Forte	-0,0183	1,1044	0,6891
1991-92	59	0,1572	1,2414	0,4300	73%	Moderado	-0,0516	1,0208	0,7307
1992-93	59	0,0000	0,7352	0,5066	100%	Forte	0,0040	1,0009	0,7126
1993-94	59	0,0000	0,9788	0,5854	100%	Forte	0,0114	0,9561	0,7271
1994-95	59	*	*	*	*	*	*	*	*
1995-96	58	0,4132	2,7491	0,4557	52%	Moderado	0,0045	0,9585	0,8382
1996-97	57	0,5072	0,7711	0,3927	44%	Moderado	-0,0101	1,0017	0,9923
1997-98	57	0,4164	4,0816	0,2063	33%	Moderado	-0,0028	1,0506	0,7376
1998-99	58	0,3877	3,7517	0,6114	61%	Moderado	0,0079	1,0646	0,8310
1999-00	59	*	*	*	*	*	*	*	*
2000-01	59	0,1448	2,4798	0,3566	71%	Moderado	-0,0366	0,9736	0,5985
2001-02	59	0,2575	5,9893	0,3401	57%	Moderado	0,0126	1,0061	0,6203
2002-03	59	*	*	*	*	*	*	*	*
2009-10	59	0,0000	2,3935	1,1715	100%	Forte	-0,0155	1,0707	0,7815
2014-15	59	*	*	*	*	*	*	*	*
2003-04	58	0,0000	1,7330	0,8896	100%	Forte	-0,0243	0,9741	0,7671
2004-05	58	0,5121	3,2372	0,4698	48%	Moderado	-0,0190	1,0160	0,8910
2005-06	53	*	*	*	*	*	*	*	*
2006-07	33	0,6398	1,2786	0,8803	58%	Moderado	-0,0027	0,9885	1,2230
2007-08	51	0,4192	2,2474	0,7160	63%	Moderado	0,0133	1,1048	0,9569
2008-09	57	*	*	*	*	*	*	*	*
2010-11	58	*	*	*	*	*	*	*	*
2011-12	57	0,0000	0,8968	0,5515	100%	Forte	0,0196	1,0361	0,7251
2012-13	56	0,2019	0,8087	0,4607	70%	Moderado	0,0035	0,9427	0,8323
2013-14	58	0,2039	1,2780	0,7285	78%	Forte	0,0172	1,0300	0,9101
2015-16	42	0,0335	1,0578	0,6560	95%	Forte	0,0114	1,0207	0,7874

Fonte: Do autor (2019)

Legenda: A.H. = ano hidrológico; GDE = grau de dependência espacial; ER = erro médio reduzido; S_{ER} = desvio padrão dos erros reduzidos; EPM = erro padrão médio.

Os resultados da espacialização do SPI por ano hidrológico, no período entre 1986 – 2016, são exibidos nas Figuras 7 e 8. As secas mais significativas que atingiram o estado ocorreram nos anos hidrológicos de 1997-98 e 2015-16. Em relação aos períodos úmidos, os anos hidrológicos que se destacaram foram 1996-97 e 1999-00.

Durante o período de 1997-98, cerca de 92% do estado foi atingido pela seca, sendo que esse evento foi classificado como moderadamente seco em 85% da área e severamente seco em 7%. O ano hidrológico de 2015-26 foi marcado pela ocorrência de eventos de seca

em 80% do estado, porém nesse caso houve eventos classificados como extremamente seco (6% da área), além de severamente (37%) e moderadamente (37%) seco. Esses eventos extremos de seca atingiram as regiões Araguaína, Miracema do Tocantins, Porto Nacional, Jalapão e Dianópolis.

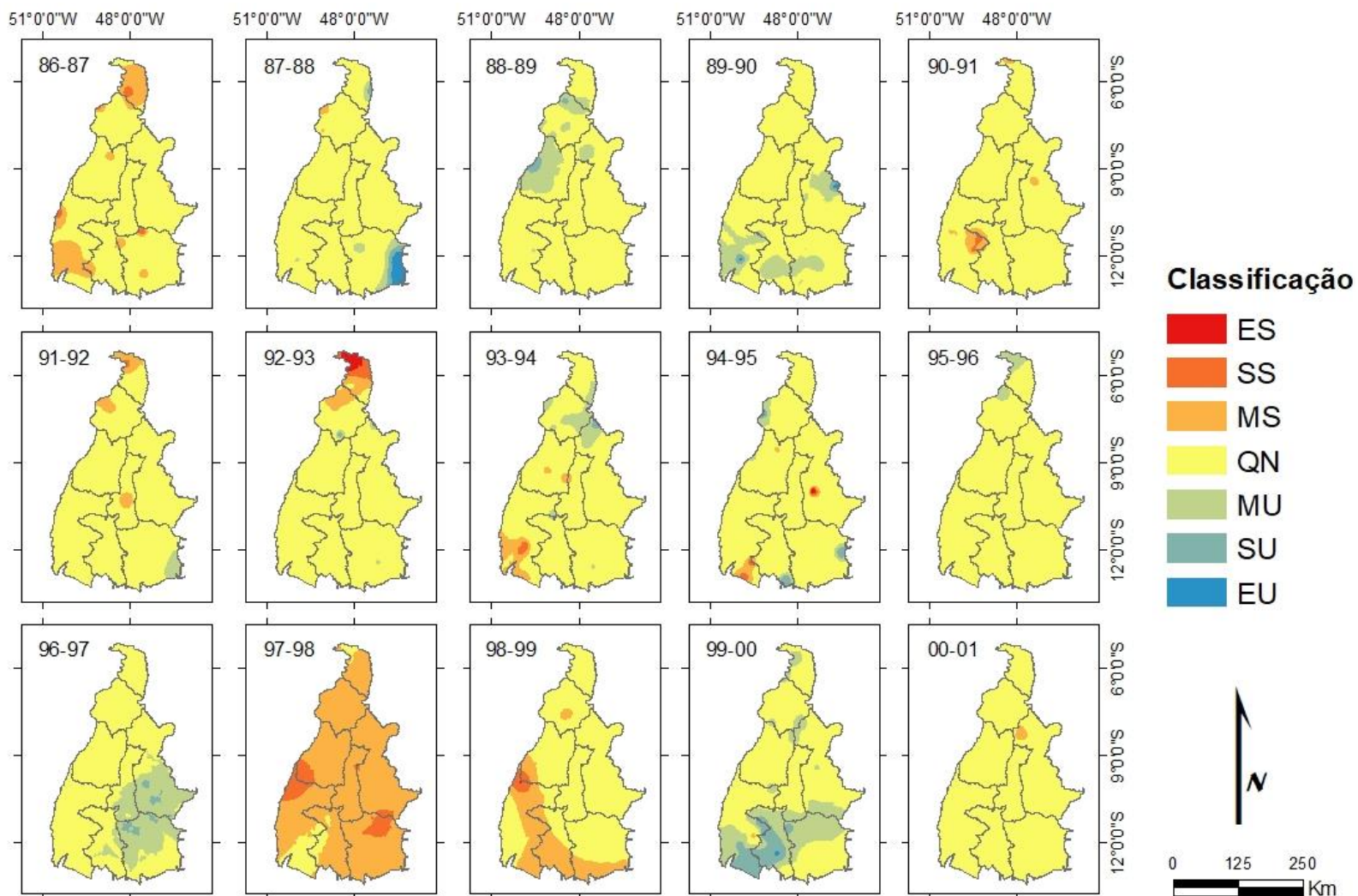
Os impactos da seca desses anos hidrológicos foram verificados em outras regiões. Segundo Lima e Aghakouchak (2017), o ano de 1997-98 foi um dos mais secos na bacia Amazônica, resultado parecido com o obtido por Marengo et al. (2018), que identificou o ano de 1998 como um dos mais secos na região Nordeste. Os efeitos da seca de 2015-16 foram perceptíveis nas regiões Norte e Nordeste do Brasil (JIMÉNES-MUÑOZ et al., 2016; MARENGO et al., 2018; JUNQUEIRA, 2019).

No período de 1986 – 2016, ocorreram cinco eventos de seca extrema, durante os anos hidrológicos: 1992-93, 2006-07, 2007-08, 2009-10 e 2015-16. Apesar desse último ter ocorrido em diversas regiões ao longo do estado, os outros episódios ocorreram de forma mais localizada. O ano de 1992-93 foi marcado pela ocorrência de secas extrema, severa e moderada no extremo norte do estado, nas regiões do Bico do Papagaio e Araguaína. A primeira foi praticamente inteira afetada pela seca, enquanto a segunda região teve apenas a porção norte afetada.

A região de Dianópolis foi a mais atingida pelo evento de seca extrema que ocorreu no ano 2006-07. Nesse ano 37% da área do Tocantins foi atingida, havendo seca classificada como extrema em 15% do estado, severa em 7% e moderada em 16% da área. No ano seguinte, 2007-08, a seca ficou distribuída ao longo do lado oriental e em parte da região sudoeste do estado, ocorrendo na forma moderada em 37% da área e severa em 5% do Tocantins. Entretanto, a seca extrema atingiu a região central do Jalapão de forma bem pontual em 78 mil ha (0,3% da área do estado).

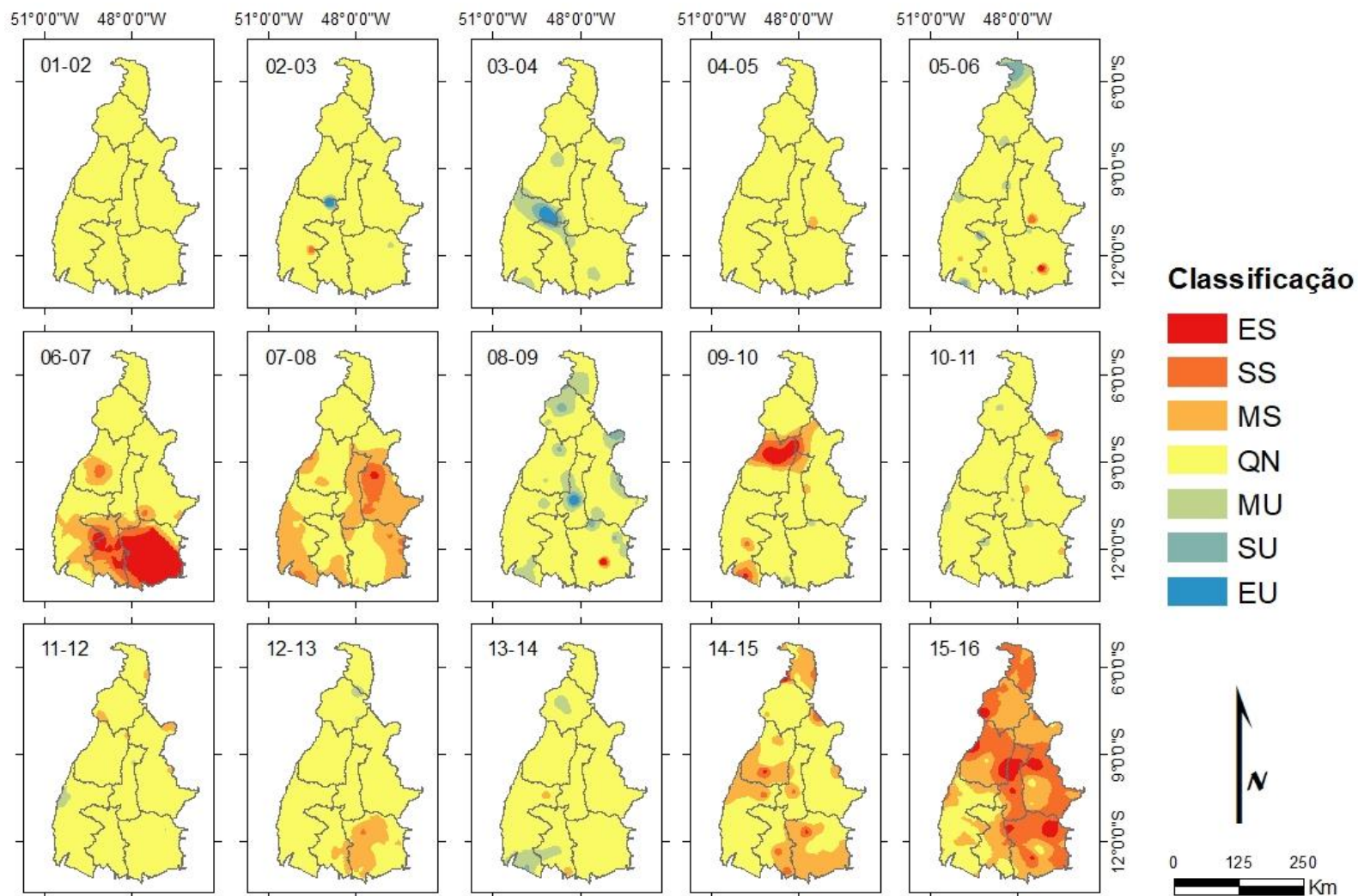
Outro evento de seca que ocorreu de maneira pontual foi durante o ano de 2009-10. Nesse caso, 15% do estado foi atingido pela seca, distribuído em sua maioria na porção norte das regiões Miracema do Tocantins, Porto Nacional e Jalapão. A seca foi classificada como moderada em 8% do estado, severa em 4% e extrema em 3% da área. Porém, a seca extrema ficou inteiramente regionalizada no norte do Jalapão, ocupando uma área de 766 mil ha.

Figura 5 – Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para os anos hidrológicos no período de 1986 – 2001, para o Tocantins.



Fonte: Do autor (2019)

Figura 6 – Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para os anos hidrológicos no período de 2001 – 2016, para o Tocantins.



Fonte: Do autor (2019)

A ocorrência de eventos de seca em várias regiões do Brasil está relacionada a variações na TSM no Atlântico e Pacífico (GOIS; DELGADO; OLIVEIRA JÚNIOR, 2015; KAYANO et al., 2016; SANTOS et al., 2014; SILVA et al., 2013; SILVA; SILVA, 2016; TEODORO et al., 2015; JUNQUEIRA, 2019). Assim sendo, na Tabela 4 é apresentado o resultado da correlação entre os fenômenos climáticos de macroescala e as séries de precipitação para o período de 1986 – 2016.

Tabela 4 – Correlação entre fenômenos climáticos de macroescala e precipitação mensal entre 1986 – 2016.

Estações pluviométricas	Lat	Long	IOS	Niño				ODP	OAN	OMA
				1+2	3	3.4	4			
SÃO SEBASTIÃO DO TOCANTINS	-5,26	-48,21	0,19	-0,16	-0,15	-0,09	-0,11	-0,19	0,43 *	-0,10
ANANÁS	-6,36	-48,07	0,06	-0,10	-0,07	-0,06	-0,06	-0,10	0,19	0,10
FAZ. PRIMAVERA - ROD. BEL - BRASÍLIA	-7,56	-48,42	-0,03	-0,17	-0,06	0,00	0,11	0,11	-0,01	-0,14
ARAPOEMA	-7,66	-49,07	0,17	-0,12	-0,25	-0,29	-0,24	-0,21	-0,35	0,22
CAMPOS LINDOS	-7,97	-46,81	-0,16	-0,12	0,04	0,12	0,24	-0,02	-0,04	0,04
ITAPORÃ DO TOCANTINS	-8,57	-48,69	0,10	0,03	0,03	0,01	-0,04	0,10	0,03	-0,19
MANSINHA	-9,46	-47,33	0,24	-0,49 *	-0,44 *	-0,32	-0,18	-0,17	-0,17	-0,01
PORTO REAL	-9,31	-47,93	0,23	-0,36	-0,35	-0,32	-0,32	0,01	0,18	-0,19
ABREULÂNDIA	-9,62	-49,16	0,13	-0,32	-0,29	-0,19	-0,10	-0,23	0,16	-0,27
CANGUSSU	-9,97	-49,99	-0,03	-0,20	-0,17	-0,17	-0,06	0,03	-0,04	-0,03
TAQUARUSSU DO PORTO	-10,31	-48,16	0,07	-0,03	-0,05	-0,04	-0,05	0,08	0,20	-0,07
PINDORAMA DO TOCANTINS	-11,14	-47,58	0,38 *	-0,26	-0,37 *	-0,38 *	-0,29	-0,4 *	-0,49 *	0,27
GURUPI	-11,74	-49,14	-0,02	-0,28	-0,31	-0,32	-0,29	0,07	0,17	-0,04
FAZENDA SANTA RITA	-12,59	-47,49	-0,20	-0,05	0,02	0,02	0,03	0,14	-0,05	-0,11
COLONHA	-12,39	-48,71	0,08	-0,12	-0,15	-0,15	-0,17	0,16	0,14	-0,25
BARREIRA DO PEQUI	-12,10	-49,95	-0,28	0,22	0,12	0,06	0,10	0,17	-0,07	0,07

Fonte: Do autor (2019).

Legenda: Lat = Latitude, em graus decimais; Long = Longitude, em graus decimais; IOS = Índice de Oscilação Sul; ODP = Oscilação Decadal do Pacífico; OAN = Oscilação do Atlântico Norte; OMA = Oscilação Multidecadal do Atlântico.

* Correlação estatisticamente significativa a um nível de significância de 5%.

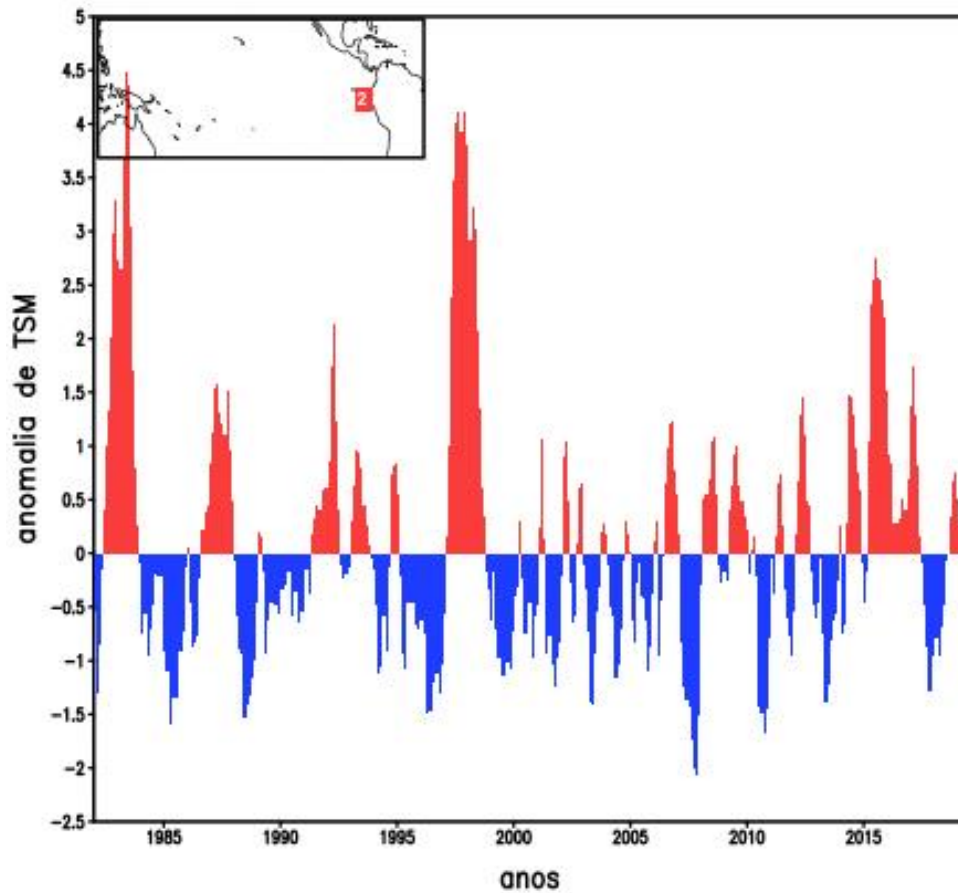
Em geral, identifica-se que a correlação entre a TSM do Pacífico e a precipitação no Tocantins é negativa, ou seja, anomalias positivas nas regiões do Niño (1+2, 3, 3.4, 4), IOS e ODP podem estar relacionadas com uma menor precipitação no estado. No entanto, ao analisar a correlação da TSM do Atlântico com a precipitação, não se reconhece um padrão evidente.

Os eventos de El Niño mais intensos registrados pelo NOAA (2018) ocorreram em 1997-98 e 2015-16, com o ION (Índice Oceânico Niño) atingindo os valores máximo de 2,4 e 2,6 respectivamente. Esses eventos coincidem com as secas mais drásticas registradas no Tocantins para o período de 1986 – 2016. Esses anos hidrológicos também foram marcados por anomalias negativas de OAN (NOAA, 2018). Segundo Lima e Aghakouchak (2017), valores positivos do ENOS em conjunto com correlação negativa na TSM do Atlântico Norte Tropical estão relacionados com a seca em toda bacia Amazônica.

As correlações entre fenômenos climáticos de macroescala e a precipitação no período de 1986 – 2016 para as estações selecionadas foram, no geral, baixas. Apesar de existir a correlação, os fenômenos estudados não explicam totalmente a variação da precipitação no Tocantins. A mudança de uso e ocupação do solo no estado e nas regiões vizinhas pode apresentar um certa influência nos padrões de circulação atmosférica no Tocantins. Além disso, apenas 8 correlações foram significativas a 5%, correspondentes as estações São Sebastião do Tocantins (na região Bico do Papagaio), Mansinha (Jalapão) e Pindorama do Tocantins (Dianópolis). A primeira estação, localizada no extremo norte do Bico do Papagaio, teve correlação positiva significativa com a OAN, enquanto a estação de Pindorama do Tocantins, localizada a sudeste do estado, teve correlação negativa significativa com esse fenômeno.

A estação pluviométrica localizada em Mansinha, no centro da região Jalapão, teve correlação negativa significativa com os índices Niño 1+2 e 3. Nos anos de 1997-98 e 2015-16, a anomalia de TSM na região do Niño 1+2 atingiu os maiores valores registrados para o período de estudo, conforme a Figura 9 (CPTEC, 2019).

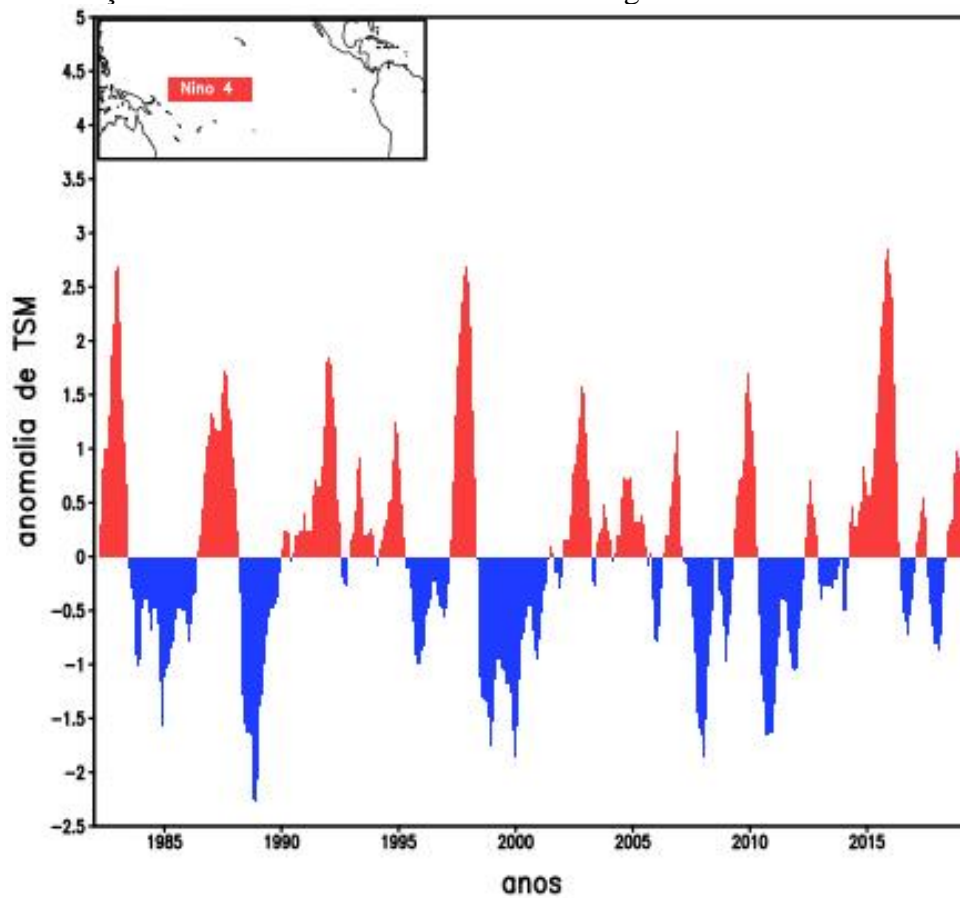
Figura 7 – Evolução semestral da anomalia de TSM na região do Niño 1+2.



Fonte: Adaptado de CPTEC (2019).

A ODP teve correlação significativa apenas na estação pluviométrica de Pindorama do Tocantins. As anomalias positivas da TSM do Pacífico na região do Niño 3 e 3.4 também apresentaram correlação negativa significativa com a série de precipitação dessa estação. Nos anos de 1997-98 e 2015-16, a anomalia de TSM na região do Niño 4 atingiu os maiores valores registrados para o período de estudo, conforme a Figura 10 (CPTEC, 2019). Apesar de ser uma região que manteve a precipitação próxima a média ao longo do período de estudo, tendo o valor de SPI classificado como quase normal, as anomalias da TSM do Pacífico exercem certa influência na precipitação da área. Já o IOS apresentou correlação positiva significativa com a série de precipitação de Pindorama do Tocantins.

Figura 8 – Evolução semestral da anomalia de TSM na região do Niño 4.



Fonte: Adaptado de CPTEC (2019).

No geral, a ODP apresentou maior correlação com a precipitação mensal que o fenômeno ENSO, principalmente nas regiões Niño 3, 3.4 e 4, em especial nas estações São Sebastião do Tocantins, Ananás, Faz. Primavera, Itaporã do Tocantins, Taquarussu do Porto, Pindorama do Tocantins, Faz. Santa Rita e Barreira do Pequi, que estão distribuídas de norte a sul no estado. Apesar de Garreaud et al. (2009) relatar que na América do Sul as anomalias de precipitação relacionadas à ODP possuem o mesmo comportamento que o fenômeno ENOS, o mesmo não foi observado neste estudo.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O modelo exponencial teve melhor desempenho para a interpolação espacial do SPI, permitindo quantificar a área atingida pelos eventos de seca no período de 1986 – 2016. Entretanto, alguns anos tiveram a interpolação feita pelo método do IQD devido a um GDE fraco. As secas meteorológicas mais severas que atingiram o Tocantins ocorreram em 1997-98 e 2015-16 de forma simultânea com eventos de El Niño forte, afetando 92 % e 80 % da área do estado respectivamente.

De forma geral, observa-se certa influência da TSM do Pacífico na ocorrência de eventos secos no estado. Entretanto, as correlações obtidas não são fortes e apenas oito foram significativas, referindo-se a OAN para Bico do Papagaio (0,43) e Dianópolis (-0,49); Niño 1+2 para o Jalapão (-0,49); IOS para Dianópolis (0,38); Niño 3 para o Jalapão (-0,44) e Dianópolis (-0,37); e Niño 3.4 e ODP para Dianópolis (-0,38 e -0,40 respectivamente).

Em decorrência dos resultados deste trabalho, é evidente a necessidade de mais estudos para se ter uma melhor compreensão da dinâmica de seca no Tocantins. Para isso, é necessário analisar outros aspectos em adição aos já estudados, como mudança de uso e ocupação do solo no estado e nas regiões vizinhas e diferentes fenômenos climáticos de macroescala.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMORIM, R. C. F. **Espacialização de variáveis meteorológicas em áreas de relevo ondulado na bacia do Rio Doce**. Tese (Mestrado em Meteorologia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 83 f. 2005.

ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica (Brasil). Capacidade de Geração do Brasil. 2018. Disponível em: <<http://www2.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/GeracaoTipoFase.asp>>. Acesso em: 18 mai. 2019.

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.

CAMBARDELLA, C. A.; MOORMAN, T. B.; NOVAK, J. M.; PARKIN, T. B.; KARLEN, D. L.; TURCO, R. F.; KONOPKA, A. E. Field scale variability of soil properties in central Iowa soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, n. 5, p. 1501-1511, 1994.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões no Brasil. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 20, 2009.

CHEBBI, A; BARGAOUI, Z. K.; ABID, N.; CUNHA, M. C. Optimization of a hydrometric network extension using specific flow, kriging and simulated annealing. **Journal of Hydrology**, v. 555, p. 971-982, 2017.

CPTEC/INPE. São José dos Campos, 2019. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 02 jun. 2019.

DIAS, M. A. F. S.; DIAS, J.; CARVALHO, L. M.; FREITAS, E. D.; DIAS, P. L. S. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic Change**, v. 116, n. 3-4, p. 705-722, 2013.

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

ESRI - Environmental Systems Research Institute. REDLANDS. **ArcGIS Schematics Documentation**. ESRI, 2002.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R. L. F.; DE OLIVEIRA AMORIM, A. Desempenho de índices quantitativos de seca na estimativa da produtividade de arroz de terras altas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 45, n. 8, p. 771-779, 2011.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R. L.; AMORIM, A. O.; CARDOSO, A. S. **Índices para Quantificação da Seca**. EMBRAPA Arroz e Feijão, Santo Antônio de Goiás. 48 f. 2009.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista brasileira de climatologia**, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.

GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day south american climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3-4, p. 180-195, 2009.

GOIS, G.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. Modelos teóricos transitivos aplicados na interpolação espacial do Standardized Precipitation Index (SPI) para os Episódios de El Niño forte no estado do Tocantins, Brasil. **Irriga**, v. 20, n. 2, p. 371, 2015.

GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In: Vimeux F, Sylvestre F, Khodri M (eds) **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene**. v. 14, p 159-191. 2009.

GRIMM, A. M.; TADESCHI, R. G. ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1589-1609, 2009.

GUPTA, A.; KAMBLE, T.; MACHIWAL, D. Comparison of ordinary and Bayesian kriging techniques in depicting rainfall variability in arid and semi-arid regions of north-west India. **Environmental Earth Sciences**, v. 76, n. 15, p. 512, 2017.

HURRELL, J. W.; DESER, C. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. **Journal of Marine Systems**, v. 79, n. 3-4, p. 231-244, 2010.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Divisão do Brasil em Mesorregiões e Microrregiões geográficas**. Volume 1. Rio de Janeiro, 1990. 135p.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y.; SOBRINO, J. A.; VAN DER SCHRIER, G. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. **Scientific reports**, v. 6, p. 33130, 2016.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. The influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the eastern Andes low-level jet and precipitation in South America. **Climate and Atmospheric Science**, v. 1, n. 1, p. 40, 2018.

JUNQUEIRA, R. **Índices de severidade de seca para a bacia hidrográfica do rio Tocantins**. Dissertação (Mestrado em). Universidade Federal de Lavras, Lavras. 78 f. 2019.

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

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. A further analysis of the tropical Atlantic SST modes and their relations to north-eastern Brazil rainfall during different phases of Atlantic Multidecadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 12, p. 4006-4018, 2016.

KEYANTASH, J.; DRACUP, J. A. The quantification of drought: an evaluation of drought indices. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 8, p. 1167-1180, 2002.

KRIGE, D. G. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. **Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy**, v. 52, n. 6, p. 119-139, 1951.

KUMAR, A.; MAROJU, S.; BHAT, A. Application of ArcGIS geostatistical analyst for interpolating environmental data from observations. **Environmental Progress**, v. 26, n. 3, p. 220-225, 2007.

LIMA, C. H. R.; AGHAKOUCHAK, A. Droughts in Amazonia: Spatiotemporal variability, teleconnections, and seasonal predictions. **Water Resources Research**, v. 53, n. 12, p. 10824-10840, 2017.

LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v. 45, 2007.

LIVADA, I.; ASSIMAKOPOULOS, V. D. Spatial and temporal analysis of drought in Greece using the Standardized Precipitation Index (SPI). **Theoretical and applied climatology**, v. 89, n. 3, p. 143-153, 2007.

LUO, W.; TAYLOR, M. C.; PARKER, S. R. A comparison of spatial interpolation methods to estimate continuous wind speed surfaces using irregularly distributed data from England and Wales. **International Journal of Climatology**, v. 28, p. 947-959, 2008.

MARCUZZO, F. F. N.; GOULARTE, E. R. P. Caracterização do Ano Hidrológico e Mapeamento Espacial das Chuvas nos Períodos Úmido e Seco do Estado do Tocantins. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 06, p. 91 - 99, 2013.

MARCUZZO, F. F. N.; GOULARTE, E. R. P. Índice de anomalia de chuvas do estado do Tocantins. **Revista eletrônica do Curso de Geografia**, n. 19, p. 55 - 71, 2012.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; ALVALA, R.; CUNHA, A. P.; BRITO, S.; MORAES, O. L. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, n. 2, p. 1973-1985, 2018.

MATHERON, G. Principles of geostatistics. **Economic geology**, v. 58, n. 8, p. 1246-1266, 1963.

McBRATNEY, A.G.; WEBSTER, A.G. Choosing functions for semi-variograms and fitting them to sampling estimates. **Journal of Soil Science**, v.37, p.617-39, 1986.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. Boston, MA: **American Meteorological Society**, p. 179-183. 1993.

MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Hidrologia: princípios e aplicações em sistemas agrícolas. **Lavras: Ed. UFLA**, 2013.

MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; MELLO, J. M.; DA SILVA, A. M. Spatial continuity of intense rainfall in Minas Gerais State, Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 32, n. 2, p. 532-539, 2008.

MELLO, J. M. **Geoestatística aplicada ao inventário florestal**. Tese (Doutorado em Recursos Florestais). Universidade de São Paulo, São Paulo. 122 f. 2004.

MELLO, J. M.; BATISTA, J. L. F.; RIBEIRO JÚNIOR, P. J.; OLIVEIRA, M. S. Ajuste e seleção de modelos espaciais de semivariograma visando à estimativa volumétrica de *Eucalyptus grandis*. **Scientia Forestalis**, n. 69, p. 25-37, 2005.

MISHRA, A. K.; SINGH, V. P. A review of drought concepts. **Journal of Hydrology**, v. 391, n. 1, p. 202-216, 2010.

MISHRA, A.K., DESAI, V.R., SINGH, V.P. Drought forecasting using a hybrid stochastic and neural network model. **J. Hydrologic Eng.** ASCE 12 (6), 626–638. 2007.

MISHRA, A.K., SINGH, V.P., DESAI, V.R. Drought characterization: a probabilistic approach. **Stoch. Environ. Res. Risk A.** 23 (1), 41–55. 2009.

MISHRA, A.K.; DESAI, V.R. Drought forecasting using stochastic models. **J. Stoch. Environ. Res. Risk Assess.** 19, 326–339 (Springer Verlag). 2005.

MISHRA, A.K.; DESAI, V.R. Spatial and temporal drought analysis in the Kansabati River Basin, India. **Int. J. River Basin Manage.** 3 (1), 31–41. 2005

MISHRA, A.K.; SINGH, V.P. Analysis of drought severity-area-frequency curves using a general circulation model and scenario uncertainty. **J. Geophys. Res.** 114, D06120. doi:10.1029/2008JD010986. 2009.

NEWMAN, M.; ALEXANDER, M. A.; AULT, T. R.; COBB, K. M.; DESER, C.; DI LORENZO, E.; MANTUA, N. J.; MILLER, A. J.; MINOBE, S.; NAKAMURA, H.; SCHNEIDER, N; VIMONT, D. J.; PHILIPS, A. S.; SCOTT, J. D.; SMITH, C. A. The Pacific decadal oscillation, revisited. **Journal of Climate**, v. 29, n. 12, p. 4399-4427, 2016.

NOAA – National Weather Service. **Climate and Weather Linkage**. 2018. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/climwx.shtml>>. Acesso em: 15 mai. 2019.

OMM – Organização Meteorológica Mundial. **Atlas of Mortality and Economic Losses from Weather, Climate and Water Extremes (1970–2012)**. 2014. Disponível em: <https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_1123_en.pdf>. Acesso em: 15 mar. 2019.

OMM – Organização Meteorológica Mundial. **Standardized precipitation index user guide. 2012**. Disponível em: <http://www.wamis.org/agm/pubs/SPI/WMO_1090_EN.pdf>. Acesso em: 25 out. 2018.

PAPARRIZOS, S.; MARIS, F.; WEILER, M.; MATZARAKIS, A. Analysis and mapping of present and future drought conditions over Greek areas with different climate conditions. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 131, n. 1-2, p. 259-270, 2018.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Clim. Dyn.**, vol. 17, pp. 205-212, 2001.

PHILANDER, S. G. H. El Niño and La Niña. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 2652–2662, 1985.

RAO, V. B.; HADA, K. An experiment with linear regression in forecasting of spring rainfall over south Brasil. **Atmosfera**, v. 7, n. 2, p. 83 -87, 1994.

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, p. 28-48, 2014.

RIBEIRO, R. E. P.; ÁVILA, P. R.; BRITO, J. I.; SANTOS, E. G.; SOUSA, L. F. Análise da Tendência Climática nas Séries Temporais de Temperatura e Precipitação de Tucuruí-Pará. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 5, p. 798-807. 2014.

SANTOS, N. A.; SIQUEIRA, A. H. B.; MELO, M. L. D. Precipitação sobre a América do Sul e suas relações com a Oscilação Multidecadal do Atlântico e a Oscilação do Atlântico Norte. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 18, p. 207-218, 2016.

SANTOS, S. R. Q.; BRAGA, C. C.; DOS SANTOS, A. P. P.; CAMPOS, T. L. D. O. B.; DE BRITO, J. I. B. Classificação de Eventos Extremos de Precipitação em Múltiplas Escalas de Tempo em Belém-PA: Utilizando o Índice de Precipitação Normalizada. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 4, p. 628-635, 2014.

SEPLAN/TO. **Atlas do Tocantins: Subsídios ao Planejamento da Gestão Territorial**. Secretaria do Planejamento – SEPLAN. Superintendência de Planejamento e Gestão central de Políticas Públicas. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico - DZE. Organizado por DIAS, R. R.; PEREIRA E. Q.; e SANTOS, L. F. 5 ed. Rev. Atu. Palmas, 2008.

SILVA, F.; GENZ, F.; AGUIAR, W.; SILVA, N.; KIPERSTOK, A. Avaliação da ocorrência de secas na Bahia utilizando o Índice de Precipitação Padronizada (SPI). **Bahia Análise & Dados**, v. 23, n. 2, p. 461-473, 2013.

SILVA, M. E. S.; SILVA, C. B. Influência da Oscilação Decadal do Pacífico e do padrão Pacific South America no clima da América do Sul para o período 1970-2003. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, 2016.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. A precipitação observada no Norte-Nordeste do Brasil durante episódios simultâneos de ENOS no Pacífico e do Dipolo de anomalias de TSM no Atlântico. In: XII **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2002, Foz do Iguaçu. A Meteorologia e a Gestão de Energia. Rio de Janeiro, RJ: SBMET, 2002.

STAGGE, J. H.; TALLAKSEN, L. M.; GUDMUNDSSON, L.; VAN LOON, A. F.; STAHL, K. Candidate distributions for climatological drought indices (SPI and SPEI). **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 13, p. 4027-4040, 2015.

STOCKHOLM, A. D. **Hydrological regionalization in Mall**. Braunschweig, v. 11, p. 259-271, 1984.

TEODORO, P. E.; CORRÊA, C. C. G.; TORRES, F. E.; DE OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; DA SILVA JUNIOR, C. A., GOIS, G.; DELGADO, R. C. Analysis of the occurrence of wet and drought periods using standardized precipitation index in Mato Grosso do Sul State, Brazil. **Journal of Agronomy**, v. 14, n. 2, p. 80, 2015.

THOM, H. C. S. Some methods of climatological analysis. **Geneva: World Meteorological Organization**. 53 p. 1966.

TOCANTINS. **Portal de Informações e Serviços do Estado do Tocantins. Características do Tocantins**. 2010. Disponível em: <<http://to.gov.br/tocantins/2>>. Acesso em: 21 mai. 2019.

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation. National Center for Atmospheric Research, *Boulder, Colorado. **Journal of Climate**. Vol 13, 2000.

TROUET, V.; VAN OLDENBORGH, G. J. KNMI Climate Explorer: a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology. **Tree-Ring Research**, v. 69, n. 1, p. 3-13, 2013.

ULIANA, E. M., MENDES, M. D. S., ALMEIDA, F. T., REIS, E. F., XAVIER, A. C., SILVA, J. G. F. Índice de precipitação padronizado: estudo de caso para região noroeste do Estado do Espírito Santo, Brasil. **Nativa**. v. 5, n. 5, p. 330-336. 2017.

VAN LOON, A. F.; STAHL, K.; DI BALDASSARRE, G.; CLARK, J.; RANGECROFT, S.; WANDERS, N.; GLESSON, T.; VAN DIJK, A. I. J. M.; TALLAKSEN, L. M.; HANNAFORD, J.; UIJLENHOET, R.; TEULING, A. J.; HANNAH, D. M.; SHEFFIELD, J.; SVOBODA, M.; VERBEIREN, B.; WAGENER, T.; VAN LANEN, H. A. J. Drought in a

human-modified world: reframing drought definitions, understanding, and analysis approaches. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 9, p. 3631, 2016.

WEBER, E.; HASENACK, H.; FERREIRA, C.J.S. **Adaptação do modelo digital de elevação do SRTM para o sistema de referência oficial brasileiro e recorte por unidade da federação**. Porto Alegre, UFRGS Centro de Ecologia. ISBN 978-85-63843-02-9. Disponível em: <<http://www.ecologia.ufrgs.br/labgeo>>. Acessado em: 22 mai. 2019.

WILHITE, D. A.; GLANTZ, M. H. Understanding: the drought phenomenon: the role of definitions. **Water international**, v. 10, n. 3, p. 111-120, 1985.

YEVJEVICH, V. M. An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. **Hydrology papers (Colorado State University)**; no. 23, 1967.